

SOMMAIRE

Lettre de remerciements.	A
SOMMAIRE	B
LISTE DES ABREVIATIONS.	E
LISTE DES FIGURES	E
LISTE DES TABLEAUX	G
INTRODUCTION	1
PARTIE.I. CONTEXTE GENERAL	2
CHAPITRE.I. GENERALITE.	3
I.1. Définition.	3
I.2. Nuages d'orages.	3
I.3. Physique des nuages.	3
I.3.1 Généralité des nuages.	3
I.3.1.1 Montrons que la pression diminue bien avec l'altitude.	4
I.3.2 Le mécanisme de la formation des nuages.	11
I.3.3 Différents types de nuages.	13
CHAPITRE.II. CLIMATOLOGIE DES ORAGES	15
II.2 DIFFERENTS TYPES D'ORAGES.	15
II.2.1 L'orage unicellulaire.	15
II.2.2 L'orage multicellulaire.	16
II.2.3 Orage provenant d'une ligne de grains.	18
II.2.4 Orages super cellulaire.	18
PARTIE.II. METHODOLOGIE	20
CHAPITRE.III. PROPRIETES PHYSIQUES DES ORAGES.	21
III.1. Notion d'échelles météorologique.	21
III.2. Organisation des cellules orageuses.	21
CHAPITRE.IV. PROPRIETES DYNAMIQUE PILOTANT LA CONVECTION.	26
IV.1 BASSE ATMOSPHERE.	26
IV.1.1 L'instabilité CAPE/CIN.	26
a) CAPE.	26
b) CIN (Convective Inhibition).	27
IV.1.2 Le cisaillement du vent.	28
IV.1.3 L'orographie et le rayonnement solaire.	29

IV.1.4 La convergence du vent.	30
IV.1.5 Le cycle diurne :	32
IV.2 HAUTE TROPOSPHERE.....	33
IV.2.1 Atmosphère barocline.....	33
IV.2.2 Courant-jet.	34
IV.2.3 Anomalie de tropopause (impose des mouvements ascendants, déstabilisé).....	34
IV.2.4 Out going Longwave Radiation (OLR).	35
CHAPITRE.V. LA MODELISATION METEOROLOGIQUE ET LE MODELE WEATHER RESEARCH AND FORECASTING «WRF».	36
V.1 Présentation du modele.	36
V.2 Noyau dynamique et composante physiques du modèle numérique (WRF).....	37
V.3 Code d'information et parallélisation.	38
V.4 Les équations mises en jeu avec WRF/ARW.	38
V.4.1 Coordonnées verticales et ses variables.	38
V.4.2 Les équations de flux d'Euler.	40
V.4.3 Les équations d'Humidité.	41
V. 4.4 Les différents systèmes de projections.	41
V.4.5 Les équations régissant sous forme perturbée.	43
V.4.6 Discrétisation.....	44
a) Discrétisation temporelle.....	44
b) Discrétisation spatiale.....	45
V.5 Mise en œuvre du modèle WRF.	46
V.5.1 System prétraitement (WPS).	46
a) Le programme « geogrid »......	47
b) Le programme « ungrib »......	47
c) Le programme « metgrib ».	48
V.5.2 WRF-VAR.	48
V.6 Graphiques et outils de visualisation.	48
V.6.1 NCL, Graphique NCAR.	48
V.6.2 RIP4.	48
V.6.3 GrADS.	49
V.6.4 Vis5D.	49
V.7 Emboitement.	49
V.8 Configuration du modèle WRF/ARW.	50

V.8.1 Module WPS.....	50
a) Définir un domaine du modèle avec « geogrid »	50
b) Extraire des fichiers GRIB avec « ungrib ».....	52
c) Interpolation horizontale des données météorologiques avec « metgrib ».....	52
V.8.2 Parcours du modèle.....	53
PARTIE.III. APPLICATIONS ET INTERPRETATIONS DES RESULTATS	54
CHAPITRE.VI. SITUATION GEOGRAPHIQUE ET CLIMATIQUE DES HAUTES-TERRES DE MADAGASCAR.....	55
VI.1 Situation géographique.....	55
VI.2 Situation climatique.....	55
CHAPITRE.VII. ASSIMILATIONS.....	56
VII.1 Analyse de la situation du 29 Mars 2011.....	56
A) Simulation en Basse Troposphère.....	56
B) Simulations en Haute Troposphère.....	64
C) Résultats de l'analyse de la situation du 29 Mars 2011.....	69
VII.2 Analyses de la situation du 08 Mars 2016.....	73
A) Simulations en Basse Troposphère.....	73
B) Simulations en Haute Troposphère.....	83
C) Résultats de l'analyse.....	88
CONCLUSION	92
ANNEXES	I
BIBLIOGRAPHIE	XII
WEBOGRAPHIE.....	XIII
TABLE DES MATIERES	XIV

LISTE DES ABREVIATIONS.

'	Ou <i>mn</i> : Minutes.
"	: Secondes.
<i>T</i>	: Température.
<i>P</i>	: Pression.
<i>Q</i>	: Quantité de chaleur.
∂Q	: Variation de la quantité de chaleur.
<i>U</i>	: Vitesse horizontale.
<i>dU</i>	: Dérive de vitesse.
<i>W</i>	: Travail.
<i>K</i>	: Kelvin.
<i>C</i>	: Celsius.
<i>C_v</i>	: Chaleur spécifique à volume constante.
<i>C_p</i>	: Chaleur spécifique à pression constante.
<i>m</i>	: Mètre.
<i>mm</i>	: Millimètre.
<i>ms⁻¹</i>	: Mètre par seconde.
ρ	: Masse volumique.
<i>g</i>	: Accélération de la pesanteur.
<i>ln</i>	: Logarithme népérien.
<i>T_{min}</i>	: Température minimale.
<i>T_d</i>	: Température au point de rosée.
θ'_w	: Thêta prime w .
<i>C^{te}</i>	: Constante.
<i>RGB</i>	: Red Green Blue.
<i>UTC</i>	: Universal Time Coordinated.
<i>E_M</i>	: Energie mécanique.
<i>E_c</i>	: Energie cinétique.
<i>E_p</i>	: Energie potentielle.
<i>Z.C.I.T</i>	: Zone de convergence Inter-Tropicale. :
<i>LCL</i>	: Lifted Condensation Level.
<i>LFC</i>	: Level of Free Convection.
<i>PVU</i>	: Potential Vorticity Unit
<i>ARW</i>	: Advanced Research WRF
<i>CAPE</i>	: Convective Available Potential Energy.
<i>GrADS</i>	: Gridded And Display System.
<i>NCAR</i>	: National Center Atmospheric Research.
<i>NCEP</i>	: National Center for Environmental Prediction.
<i>NCL</i>	: Ncar Command Language
<i>NMM</i>	: Nonhydrostatic Mesoscale Model.
<i>NOAA</i>	: National Oceanic and Atmospheric Administration.
<i>O.A.C.I</i>	: Organisation de l'Aviation Civile Internationale.
<i>RIP4</i>	: Read/Interpolate/Plot
<i>WPS</i>	: WRF Preprocessing system.
<i>WRF</i>	: Weather Research and Forecasting.

WRF_CORE : Défini le noyau utilisé ARW ou NMM.

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : La courbe d'altitude en fonction de la pression.	6
Figure 2 : La courbe d'altitude en fonction de la température.	6
Figure 3 : Gradient thermique verticale adiabatique.	8
Figure 4 : Mécanisme de refroidissement isobare.	9
Figure 5 : Mécanisme de condensation à pression constante.	10
Figure 6 : Nuages de convection.	11
Figure 7 : Soulèvement orographique.	12
Figure 8 : Soulèvement frontal.	12
Figure 9 : Refroidissement à la base.	13
Figure 10 : Différents types de nuages.	13
Figure 11 : Schéma des trois stades d'évolution d'une cellule orageuse.	16
Figure 12 : Coupe verticale schématique d'un orage multicellulaire.	17
Figure 13 : Photo-sat (RGB) du 20/04/2011 à 12UTC.	17
Figure 14 : Coupe verticale d'une ligne de grains.	18
Figure 15 : Coupe verticale d'un orage super cellulaire.	18
Figure 16 : Evolution d'une cellule orageuse.	22
Figure 17 : Evolution d'un orage multicellulaire.	22
Figure 18 : Différents types de décharges électriques.	25
Figure 19 : Schéma d'un emagramme qui représente les deux principaux indices d'estimation du potentiel convectif.	26
Figure 20 : Cisaillement de vent.	28
Figure 21 : Mécanisme d'un cisaillement de vent.	29
Figure 22 : Profil vertical d'un nuage convectif.	29
Figure 23 : Convergence de vent en surface.	30
Figure 24 : Profil vertical de convergence dans l'atmosphère.	32
Figure 25 : Le niveau « p_t » comme le point de condensation libre.	32
Figure 26 : Mouvements en entrée et sortie d'un jet.	34
Figure 27 : Atmosphère perturbée.	34
Figure 28 : Infrastructure du modèle WRF.	37
Figure 29 : Organigramme de WRF [d'après Wang et al. 2009].	38
Figure 30 : Niveau de pression par WRFV.3.	39
Figure 31 : Système de projection.	42
Figure 32 : Grilles horizontale (Arakawa) et verticale du modèle ARW.	45
Figure 33 : Système de prétraitement.	47
Figure 34 : Configurations d'emboîtement autorisées et non autorisées par le modèle.	49
Figure 35 : Etape de la simulation du modèle.	50
Figure 36 : Présentation des domaines de simulation.	51
Figure 37 : Processus de l'exécution des programmes du WPS.	53
Figure 38 : Processus de l'exécution des programmes du WRF.exe.	53
Figure 39 : Photo satellite (RGB) du 28 Mars 2011 à 06TU et 12TU.	56
Figure 40 : Situation isobarique du 28 Mars 2011 à 12TU.	57
Figure 41 : Situation isobarique du 29 Mars 2011 à 12TU.	57
Figure 42 : Directions et forces des vents au 850hPa le 28 Mars 2011 à 12TU.	58
Figure 43 : Directions et forces des vents au 850hPa le 29 Mars 2011 à 12TU.	59
Figure 44 : Cumul LCL du 28 Mars 2011 au 30 Mars 2011 (00TU/18TU).	60
Figure 45 : Cumul LFC du 28 Mars 2011 au 30 Mars 2011 (00TU/18TU).	61
Figure 46 : Cumul CAPE du 28 Mars 2011 au 30 Mars 2011 (00TU/18TU).	62

Figure 47 : Théta prime w à $850hPa$ du 29 Mars 2011 à 12TU.....	63
Figure 48 : Jet en altitude : Direction et forces des vents au $300hPa$ le 28 Mars 2011.	64
Figure 49 : Jet en altitude : Directions et forces des vents au $300hPa$ le 29 Mars 2011.	65
Figure 50 : Tourbillon Potentiel au $300hPa$ le 28 Mars 2011 à 12TU.	66
Figure 51 : Tourbillon Potentiel au $300hPa$ le 28 Mars 2011 à 18TU.	66
Figure 52 : Tourbillon Potentiel au $300hPa$ le 29 Mars 2011 à 12TU.	67
Figure 53 : Tourbillon Potentiel au $300hPa$ le 29 Mars 2011 à 18TU.	67
Figure 54 : OLR du 29 Mars 2011 à 06TU.	68
Figure 55 : OLR du 29 Mars 2011 à 12 TU.	68
Figure 56 : Photo satellite (RGB) du 29 Mars 2011 à 12TU.	69
Figure 57 : Tendence de la quantité de précipitations le 29 Mars 2011 de 06TU à 12TU	70
Figure 58 : Photo satellite (IR 10.8) du 29 Mars 2011 à 18TU.	71
Figure 59 : Tendence de la quantité de précipitations le 29 Mars 2011 de 12TU à 18TU	72
Figure 60 : Photo satellite (RGB) du 08 Mars 2016 à 06TU.	73
Figure 61 : Situation isobarique du 07 Mars 2016 à 12TU.	74
Figure 62 : Situation isobarique du 08 Mars 2016 à 12TU.	75
Figure 63 : Directions et forces des vents au $850hPa$ le 07 Mars 2016 à 12TU.....	76
Figure 64 : Directions et forces des vents au $850hPa$ le 08 Mars 2016 à 12TU.....	77
Figure 65 : Cumul LCL du 07 Mars 2016 au 08 Mars 2016 (00TU/18TU).	78
Figure 66 : Cumul LFC du 07 Mars 2016 au 08 Mars 2016 (00TU/18TU).	79
Figure 67 : Cumul CAPE du 07 Mars 2016 au 08 Mars 2011 (00TU/18TU).	80
Figure 68 : CAPE du 08 Mars 2016 à 12TU.	81
Figure 69 : Théta prime w à $850hPa$ du 07 Mars 2016 à 12TU.	82
Figure 70 : Théta prime w au $850hPa$ le 08 Mars 2016 à 12TU.	82
Figure 71 : Jet en altitude : Directions et forces des vents au $250hPa$ le 07 Mars 2016 à 12TU.	83
Figure 72 : Jet en altitude : Directions et forces des vents au $250hPa$ le 08 Mars 2016 à 12TU.	84
Figure 73 : Tourbillon Potentiel au $300hPa$ le 07 Mars 2016 à 12TU.	85
Figure 74 : Tourbillon Potentiel au $300hPa$ le 07 Mars 2016 à 18TU.	85
Figure 75 : Tourbillon Potentiel au $300hPa$ le 08 Mars 2016 à 12TU.	86
Figure 76 : Tourbillon Potentiel au $300hPa$ le 08 Mars 2016 à 18TU.	86
Figure 77 : OLR du 07 Mars 2016 à 12 TU.	87
Figure 78 : OLR du 08 Mars 2016 à 12 TU.	87
Figure 79 : Photo satellite (RGB) du 08 Mars 2016 à 12TU.	88
Figure 80 : Tendence de la quantité de précipitations le 08 Mars 2011 de 00TU à 12TU.	89
Figure 81 : Photo satellite (IR 10.8) du 08 Mars 2016 à 18TU.....	90
Figure 82 : Tendence de la quantité de précipitations le 08 Mars 2011 de 12TU à 14TU.	91
Figure 83 : Tendence de la quantité de précipitations le 08 Mars 2011 de 14TU à 18TU.	91
Figure 84 : Emagramme ⁷⁶¹	I
Figure 85 : Légendes d'un Emagramme.	III
Figure 86 : Stabilité et instabilité.....	IV
Figure 87 : Paramètres liés à la théorie de la particule représentés sur un emagramme	IV

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Conversion des valeurs : altitude-pression-température.....	5
Tableau 2 : Échelles spatio-temporelles représentatives de divers phénomènes atmosphériques.....	21
Tableau 3 : Récapitulation.....	25
Tableau 4 : Table de conversion du CAPE par apport à l'instabilité.....	27
Tableau 5 : Critères indice de Showalter ou Galwya.....	V

Rapport-Gratuit.com

INTRODUCTION

Le 19 Mars 2011 «*Les autres cultures ont toutes été détériorées par des grêlons suivis de ce gel aussi inattendu qu'inhabituel. Le Maire de la commune espère le soutien des autorités centrales pour aider les paysans à redresser la situation après cette catastrophe...* ». [40]

Les régions de Hautes-Terres sont toujours sous le risque d'averses à caractère orageux, parfois même des orages accompagnés de vents forts. Durant l'année, principalement le début, et la fin de la saison chaude, on entend toujours des rafales de grêles, qui ont beaucoup d'impact dans la société Malagasy, sans parler dans le domaine économique. On a donc le devoir d'aider la population à l'aide de ce manuscrit par l'intermédiaire des prévisionnistes.

L'évolution des nuages en cumulonimbus sera le sujet. Car ce météore aqueux, selon les physiciens [41], ou en d'autres termes des mots *grecs* qui signifient *en haut*, est la source du problème.

La première partie va se consacrer à définir les types d'orages, et quelques informations sur les différentes sortes de nuages.

La deuxième partie portera sur la méthodologie, qui explique les propriétés physiques et dynamiques causant la formation des orages dans la basse atmosphère et haute atmosphère.

On a donc fait appel à des équations mathématiques en intégrant le modelé WRF/ARW, qui est très populaire et à la portée de tous, pour la simulation.

Et enfin, la troisième partie va se focaliser sur l'interprétation des résultats.

Nous avons mis en annexe les modèles qui ne sont plus en vogue, mais qui pourront aider les prévisionnistes et ceux qui s'intéressent aux problèmes d'orages.

PARTIE.I. CONTEXTE GENERAL

CHAPITRE.I. GENERALITE.

I.1. Définition.

Un orage est un phénomène météorologique électrique discontinu violent (Tonnerre, éclairs, foudre) correspondant à une perturbation atmosphérique consécutive à une rencontre entre une masse d'air chaud et une masse d'air froid et généralement accompagné de fortes précipitations (pluies, grêles) ainsi que des rafales souvent violentes ou encore exceptionnellement de la tornade.

L'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) définit précisément l'orage comme un météore caractérisé par des bruits de tonnerres consécutifs et audibles de la surface terrestre. [12]

I.2. Nuages d'orages.

Les nuages d'orage se développent à partir de cumulonimbus (Cb) ou d'agrégats de cumulonimbus qui peuvent contenir une centaine de milliers de tonnes d'eau, de grêlons et des petits cristaux de glace. Ils diffèrent essentiellement des nuages d'averses, d'abord par l'échelle même de leur expansion verticale et horizontale, mais surtout par le fait qu'ils donnent naissance à des phénomènes électriques.

I.3. Physique des nuages.

I.3.1 Généralité des nuages.

Les nuages sont l'expression la plus importante des phénomènes qui se produisent dans la troposphère. Puisqu'ils sont visibles, les nuages nous donnent rapidement une bonne idée du temps qu'il fait : nuage d'orage ou non.

Une parcelle d'air soulevée dans l'atmosphère voit sa pression diminuer. Elle se détend alors de façon plus ou moins adiabatique (dans certains cas, le diabatisme est particulièrement important, notamment dans les cumulus 'Cu' d'alizés), sa température diminue et son humidité relative augmente. Si le refroidissement est suffisant, l'humidité relative dépasse les 100 %, une partie de la vapeur d'eau qui est contenue dans la particule d'air se dépose alors sur des aérosols et formes de minuscules gouttes d'eau qui constituent le nuage. Une importante libération d'énergie accompagne ce phénomène (chaleur latente de condensation) et donne une poussée supplémentaire au nuage (augmentation de la poussée d'Archimède). [16]

Les aérosols, qui sont utiles à la formation des nuages et ont un rôle important. En effet, un accroissement des aérosols (aérosols sulfate notamment) entraîne une modification du nuage, ce qui va induire un refroidissement du système climatique. Cet effet est appelé l'effet indirect des aérosols. [13]

I.3.1.1 Montrons que la pression diminue bien avec l'altitude.

L'équation d'équilibre hydrostatique donne :

$$\overline{\nabla P} = \rho \vec{g} \Leftrightarrow \frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (1)$$

En considérant l'atmosphère comme un gaz parfait, on a :

$$P = \rho R' T \quad (2)$$

Qui est l'équation d'état des gaz parfaits tels que :

$$R' = R / M \quad (3)$$

$R = 08,3 J.K^{-1}.mol^{-1}$: La constante des gaz parfaits.

$M = 28,966 g.mol^{-1}$: La masse molaire de l'air.

$R' = 287 J.K^{-1} Kg^{-1}$: Constante de l'air sec.

$$\text{On a ainsi :} \quad \frac{\partial p}{\partial z} = -P g / R' T \quad (4)$$

On peut tout d'abord faire l'approximation que l'atmosphère est isotherme.
En intégrant avec comme condition aux limites : en « $z = 0$ », « $P = P_0$ » et prenant
« T » constante (hypothèse isotherme) est égale à $15^\circ C$ ou $288^\circ K$.

$$\text{On a :} \quad P = P_0 e^{\frac{-zg}{R'T}} \quad (5)$$

Cette relation montre bien que la pression « P » diminue avec l'altitude « z ».
Mais comme on l'a dit précédemment, la température diminue aussi avec l'altitude, on va
donc considérer « T » comme une fonction décroissante de l'altitude :

$$T = T_0 - az \quad (6)$$

Où « T_0 » est la température à « $z = 0$ » où « a » est une constante que l'on peut
déterminer à l'aide de situations empiriques.

$$\text{On a toujours :} \quad \frac{\partial p}{\partial z} = -\rho z \quad (7)$$

Mais désormais, l'équation d'état des gaz parfaits est :

$$P = \rho R' (T_0 - az) \quad (8)$$

D'où :
$$\frac{\partial p}{\partial z} = -Pg / R'(T_0 - az) \quad (9)$$

$$\begin{cases} z = 0 \\ P = P_0 \end{cases}$$

Alors :
$$\ln P_0 - \frac{g}{aR'} \ln T_0 = C^{te} \quad (10)$$

Donc :
$$\ln \left(\frac{P}{P_0} \right) = \left(\frac{g}{aR'} \right) \ln \left(\frac{T_0 - az}{T_0} \right) \Leftrightarrow P = P_0 \left(\frac{T_0 - az}{T_0} \right)^{\frac{g}{aR'}} \quad (11)$$

$$\Leftrightarrow P = P_0 \left(\frac{1 - az}{T_0} \right)^{\frac{g}{aR'}} \quad (12)$$

On voit que « P » est toujours une fonction décroissante de « z ». Par un développement limité, on peut vérifier que l'on retombe sur le résultat précédent, lorsque « $a \rightarrow 0$ ». On a donc montré que quand l'altitude « z » augmente, « T » et « P » diminuent.

Tableau 1 : Conversion des valeurs : altitude-pressure-température.

Altitude (km)	Pression (hPa)	Température (°C)
0	1013	15
0.5	955	09
1	900	7
1.5	845	5
2	792	2
2.5	746	-1
3	700	-3
3	658	-6
4	617	-10
5	541	-16
6	471	-23
7	411	-31
8	357	-38
9	331	-41
10	265	-51
11	227	-55
12	194	-56
13	165	-56
14	141	-55
15	119	-55
20	55	-46

D'après le tableau.1 et la courbe correspondante ci-dessous, on remarque que l'isotherme est une bonne approximation pour $z \in [10km, 15km]$. La relation (6) est une bonne approximation pour $z \leq 10$, c'est la zone qui nous intéresse, car sur cette partie de l'atmosphère où se forme les nuages.

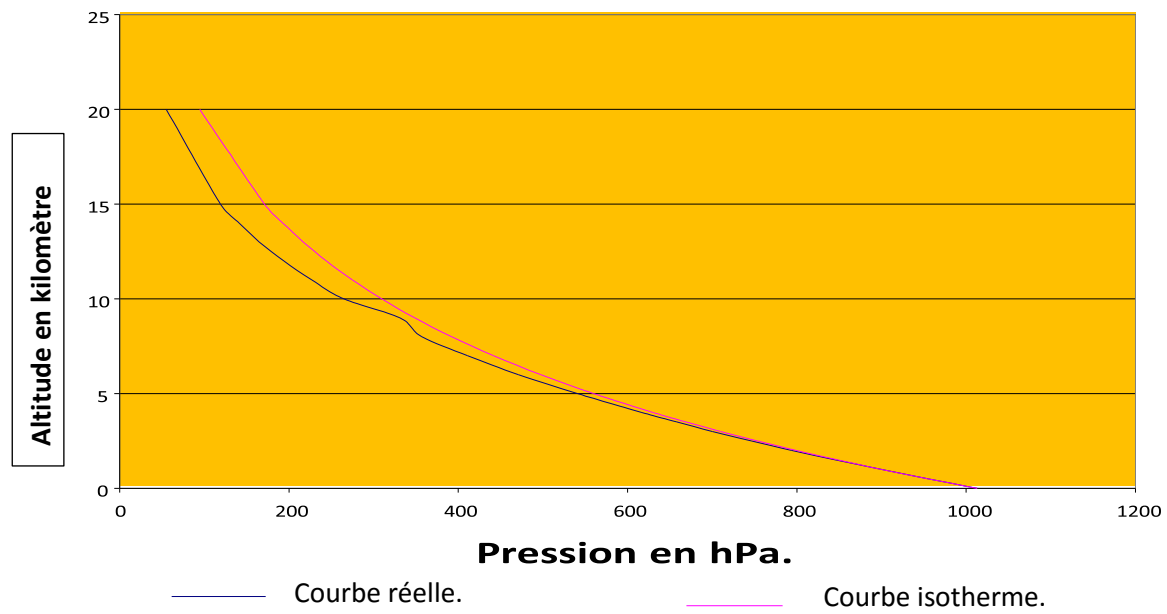


Figure 1 : La courbe d'altitude en fonction de la pression.

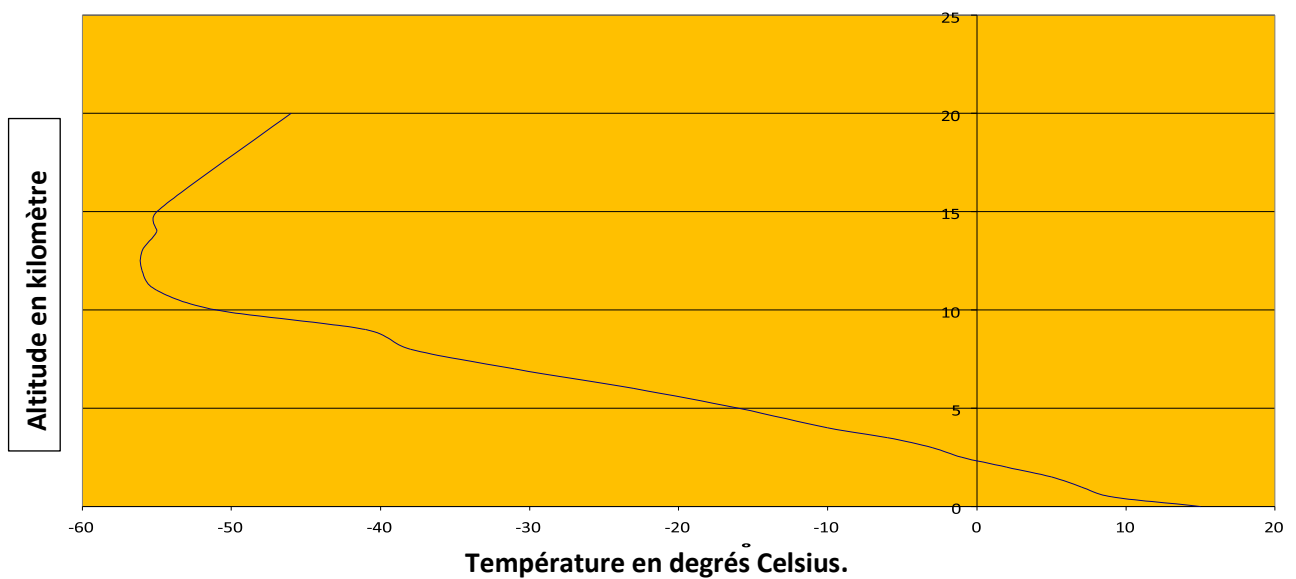


Figure 2 : La courbe d'altitude en fonction de la température.

On remarque que, la température varie d'une manière plutôt significative même si nous avons des pertes de température lors de la mesure, on s'aperçoit aussi que la pression (liée à la température) va elle aussi varier d'une façon significative.

I.3.1.2 Les différents phénomènes de condensation dans l'atmosphère.

La condensation est, au sens large, le processus par lequel un corps chimique passe de l'état gazeux à un état physique plus dense : elle s'assimile donc à la liquéfaction ou à la solidification (ou congélation) d'un gaz suivant que celui-ci passe à l'état liquide ou, directement, à l'état solide. **[21]**

a) Condensation par détente adiabatique.

La détente adiabatique est la cause principale de condensation, d'où la formation des nuages. Il y a détente adiabatique s'il n'y a pas d'échange de chaleur provenant du milieu extérieur ce qui implique que :

$$\partial Q = 0$$

Si un volume d'air au cours de sa transformation adiabatique subit une variation température « dT » et de pression « dP » :

Le premier principe de la thermodynamique nous donne :

$$dU = \partial Q + \partial W \Leftrightarrow dU = \partial W = -PdV \quad (6)$$

Or $\partial Q = C_v dT$

Avec l'aide de la relation de Mayer :

$$C_p - C_v = nR$$

- « n » est le nombre de moles

- « R » la constante des gaz parfaits.

En posant « γ » qui est le coefficient de Laplace : $\gamma = \frac{C_p}{C_v} \quad (13)$

On trouve : $C_v = \frac{nR}{\gamma - 1} \quad (14)$

Donc : $\frac{nR}{\gamma - 1} dT = -PdV \quad (15)$

Avec l'hypothèse des gaz parfaits par la formule suivant :

$$PV = nRT \Rightarrow PdV + VdP = nRdT \quad (16)$$

Ainsi **(15) devient** :

$$\frac{PdV + VdP}{\gamma - 1} = -PdV \Leftrightarrow PdV + VdP = (1 - \gamma) PdV \quad (17)$$

$$\Leftrightarrow \frac{dP}{P} = -\gamma \frac{dV}{V} \quad (18)$$

$$\Rightarrow \ln(PV^\gamma) = C^{te} \Rightarrow PV^\gamma = C^{te} \quad (19)$$

Ce qui revient à écrire avec l'équation d'état des gaz parfaits :

$$T^\gamma P^{(1-\gamma)} = C^{te} \quad (20)$$

D'où la courbe de la forme :

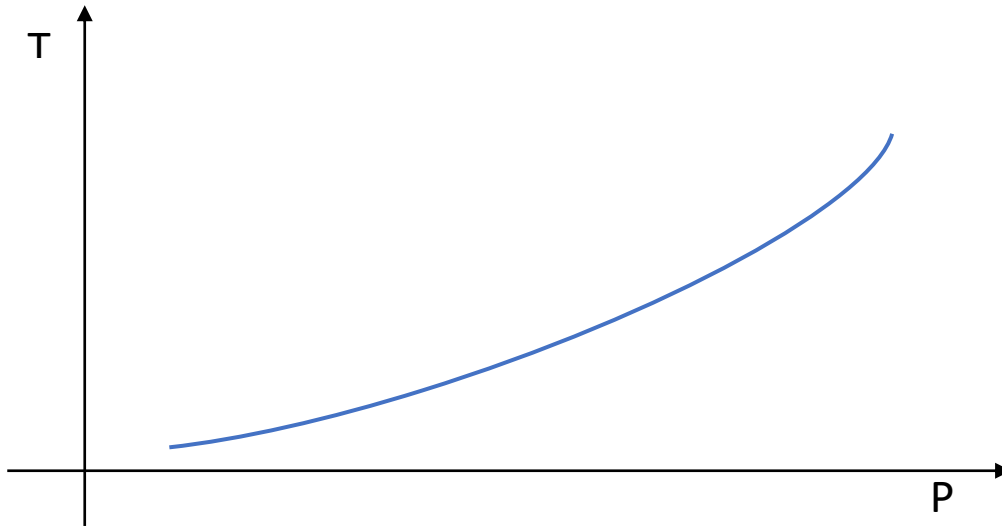


Figure 3 : Gradient thermique verticale adiabatique.

De là on peut montrer que le gradient thermique verticale adiabatique est constant.

Par définition, le gradient thermique vertical adiabatique est la variation de température de l'air avec l'altitude. En utilisant la relation (20) :

$$\text{On a} \quad (1-\gamma) \frac{dP}{P} + \gamma \frac{dT}{T} = 0 \Leftrightarrow \frac{dP}{P} = \left(\frac{\gamma}{\gamma-1} \right) \frac{dT}{T} \quad (21)$$

L'hypothèse hydrostatique :

$$\overline{\nabla P} = \rho \vec{g} \Leftrightarrow \frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (22)$$

On trouve directement en appliquant la formule du gaz parfait :

$$-\rho g \frac{dz}{\rho R T} = \left(\frac{\gamma}{\gamma-1} \right) \frac{dT}{T} \Leftrightarrow \frac{dT}{dz} = -\frac{g}{R} \frac{\gamma-1}{\gamma} \quad (23)$$

Ce rapport négatif exprime par sa valeur absolue la rapidité avec laquelle la température d'une parcelle d'air varie verticalement lors d'une transformation adiabatique. Numériquement, ce rapport est proche de : $-0.97610^{-2} \text{ K.m}^{-1}$. On peut ainsi considérer qu'il y a une perte de 1°C tous les 100m .

b) Condensation par refroidissement isobare.

Pendant la nuit, les pertes par rayonnement infrarouge à la surface peuvent être balancées vers le bas par le flux d'énergie contenu dans l'air et vers le haut par le flux d'énergie contenu dans le sol. Le flux d'énergie vers le bas comprend la chaleur latente associée à la condensation en surface qui devient visible par l'apparition de rosée si le taux de pénétration de l'eau dans le sol est insuffisant. [13]

La rosée se forme par condensation ou condensation solide de la vapeur d'eau sur des surfaces solides ou sur le sol qui pendant la nuit se refroidissent par radiation à des températures inférieures aux points de rosée « T_d », c'est le mécanisme de la subsidence.

Si une masse d'air se refroidit de façon isobare à une température inférieure à la température au point de rosée, des gouttelettes microscopiques se condensent sur les noyaux de condensation contenus dans l'air, on appelle cela brouillard. Ceci peut arriver par refroidissement radiatif de l'air ou du sol (brouillard radiatif). La condensation peut aussi s'effectuer par un mouvement horizontal d'une masse d'air chaud vers une surface relativement froide (brouillard d'advection). Dans ces deux cas, le refroidissement est pratiquement isobare puisque la pression à la surface varie peu.

Une fois que la condensation est commencée, le refroidissement continue moins rapidement puisque la chaleur perdue est en partie compensée par la chaleur latente de condensation dégagée. Ceci établit une limite virtuelle de la température autour de T_d (très important pour la prévision de $T_{\min}$).

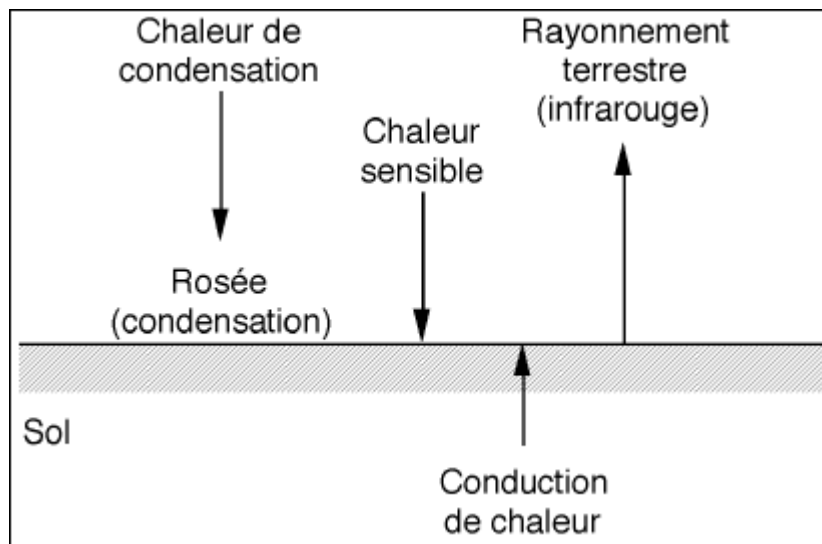


Figure 4 : Mécanisme de refroidissement isobare. [13]

c) Condensation par brassage.

Certains processus turbulents au voisinage du sol, ou à proximité de zones de vent fort, brassent des particules d'air d'humidités différentes. Sans explications compliquées, on peut comprendre ce phénomène avec l'exemple suivant. Le mécanisme de condensation à pression constante illustré par la Fig.5 suivante est à l'origine de certains brouillards (appelés brouillard de mélange) et de certains nuages : c'est aussi ce phénomène de brassage qui crée le petit nuage.

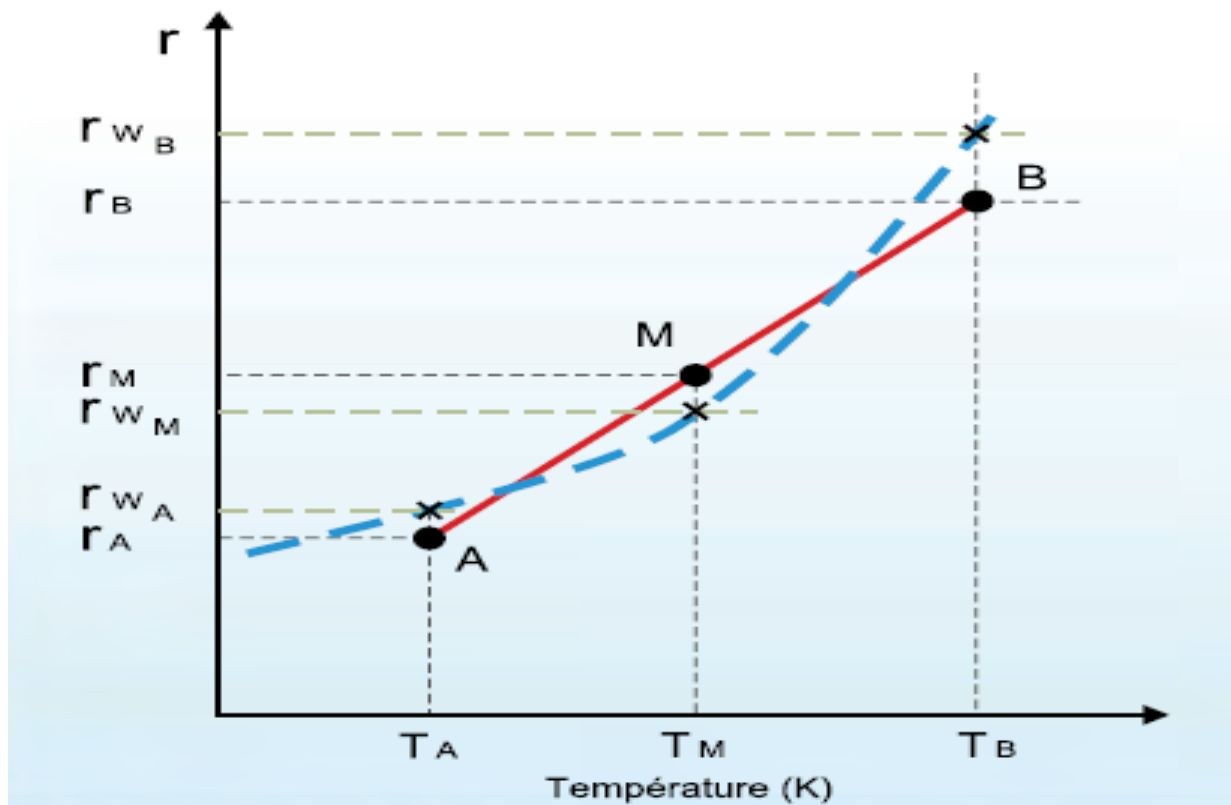


Figure 5 : Mécanisme de condensation à pression constante. [26]

$r_A, r_{w_A}, r_{w_M}, r_M, r_B, r_{w_B}$ = rapports de mélange.

T_A, T_B, T_M = Températures aux points A, B, M en Kelvin .

De l'air froid non saturé, caractérisé par une température « T_A » et un rapport de mélange « r_A », est mélangé à de l'air plus chaud, également non saturé, caractérisé par une température « T_B » et un rapport de mélange « r_B ».

L'état thermodynamique de l'air est représenté sur un diagramme (r, T) , la courbe bleue en pointillées étant la courbe des rapports de mélanges saturants en fonction de la température.

Si on suppose que le mélange de l'air « A » avec l'air « B » se trouve approximativement dans l'état caractérisé par la température :

$$T_M = \frac{(T_A + T_B)}{2} \quad (24)$$

Et le rapport de mélange associé :

$$r_M = \frac{(r_A + r_B)}{2} \quad (25)$$

Le mélange sera saturé, car :

$$r_M \succ r_w(T_M) \quad (26)$$

Il y aura alors condensation.

1.3.2 Le mécanisme de la formation des nuages.

La formation des nuages dans l'atmosphère, l'air est humidifié par évaporation de l'eau contenue dans le sol, les feuilles ou de l'eau de mer. Lorsque cet air s'élève par différents phénomènes dont :

- le soulèvement orographique qui est relié à la présence d'un relief
- le soulèvement de grande échelle, relié à la convergence horizontale des masses d'air.
- le soulèvement convectif qui est lié à l'instabilité thermique au sein d'une masse d'air.

D'une autre définition, un nuage est formé d'un ensemble de gouttelettes d'eau ou de cristaux de glace en suspension dans l'air. L'aspect du nuage dépend de la lumière qu'il reçoit et des particules qui le constituent. La couleur et l'éclat des nuages sont dus à la diffusion des rayons lumineux provenant du soleil et de la lune aussi bien que du ciel et du sol. [17]

1.3.2.1 La convection.

Le réchauffement du sol qui dilate l'air en basse couche le rend plus léger qui se met à monter et se refroidit par détente. Les nuages de convection apparaissent d'autant plus facilement qu'il y a de l'air froid en altitude (masse d'air instable). Les bases de tels nuages sont horizontales, leurs sommets évoluent en fonction de la température. On peut dire aussi que c'est une convection naturelle ou libre.



Figure 6: Nuages de convection. [17]

I.3.2.2 Soulèvement orographique (convection forcée).

Le relief oblige la masse d'air à s'élever sur sa face au vent, durant son ascension sa température s'abaisse et peut atteindre le seuil de saturation. Un nuage se forme alors sur le versant au vent et se dissipe sur le versant sous le vent.

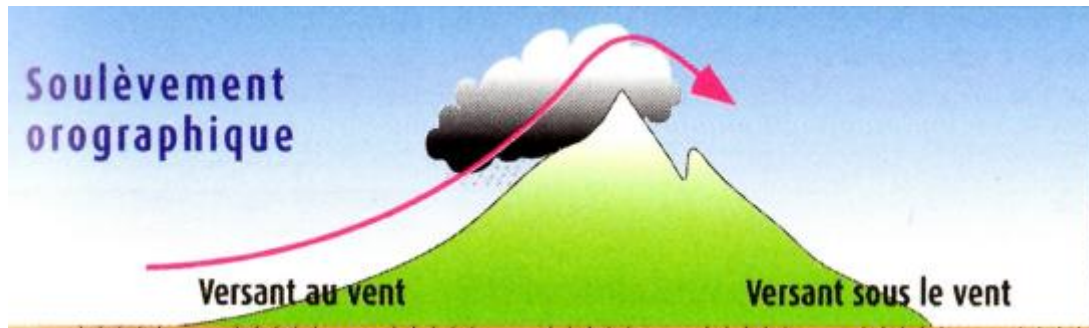


Figure 7: Soulèvement orographique. [17]

I.3.2.3 Soulèvement frontal

Dans une perturbation en mouvement, l'air chaud est soulevé à l'avant par la masse d'air froid antérieur (front chaud). L'air froid postérieur rejette l'air chaud en altitude (front froid). Le long des fronts se forment les nuages.

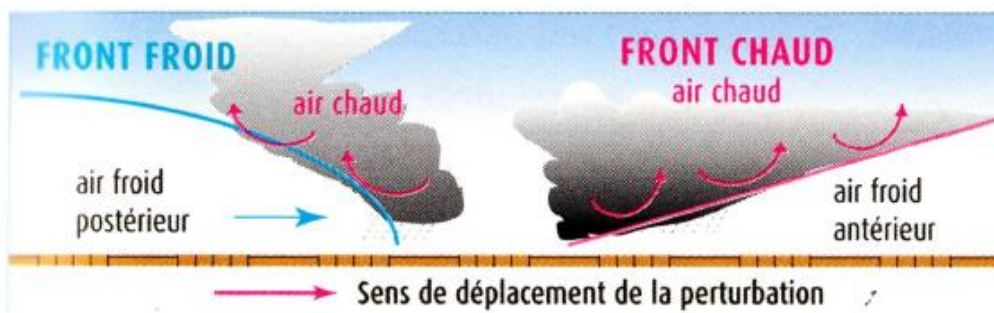


Figure 8: Soulèvement frontal. [17]

I.3.2.4 Refroidissement à la base.

Ce mécanisme conduit à la formation de nuages bas ou brouillard. Il est fréquent durant l'hiver à l'approche d'une masse d'air doux et humide. On l'observe en été en mer lorsque de l'air relativement doux arrive sur des eaux froides.

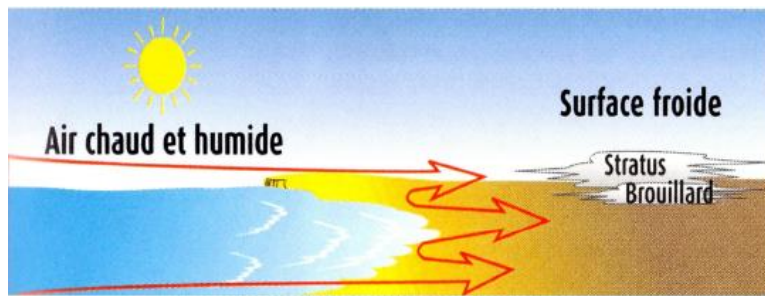


Figure 9 : Refroidissement à la base. [17]

I.3.3 Différents types de nuages.

- Les nuages de l'étage supérieur sont constitués de cristaux de glace.
 - Les nuages de l'étage moyen sont en général constitués de gouttelettes d'eau. Toutefois, on peut y trouver des cristaux de glace si la température est très basse.
 - Les nuages de l'étage inférieur sont constitués de gouttelettes d'eau.
- Il existe des nuages à grand développement vertical qui débordent sur les trois étages. Leur constitution peut varier selon la partie du nuage. [17].

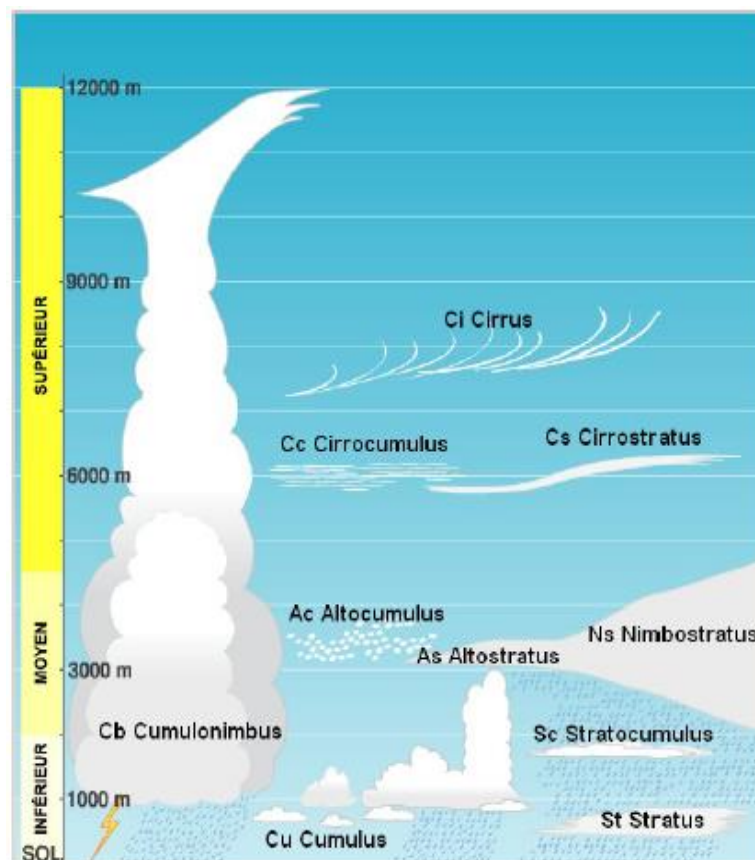


Figure 10 : Différents types de nuages. [15]

I.3.3.1 Nuages stables.

Les nuages stratiformes ou nuages de la famille des stratus, sont des nuages en forme de filament de caractère stable et a développement horizontal.

I.3.3.2 Nuages instables.

Les nuages cumuliformes ou nuages de la famille des cumulus, sont des nuages de caractère instable et a développement vertical.

CHAPITRE.II. CLIMATOLOGIE DES ORAGES

II.1 INTRODUCTION.

Dans ce qui suit, on va se focaliser sur les nuages instables du cumulus au cumulonimbus favorisant les orages, des grêles et des tornades. De multiples facteurs déterminent la formation d'un orage, deux sont indispensables : le taux d'humidité et l'écart de température entre de l'air chaud et humide et de l'air froid et sec. Les observations nous ont également démontré depuis longtemps que le cycle d'activité solaire influe grandement et dans des proportions plus ou moins importantes sur l'activité orageuse. Également, les changements climatiques actuels modifient aussi les paramètres et il est fort probable que nous subirons de plus en plus des phénomènes violents et difficilement prévisibles. [18]

II.2 DIFFERENTS TYPES D'ORAGES.

En cas d'orages, il existe beaucoup de mouvements vers le haut et vers le bas. On parle de flux ascendants ou descendants. Durant la phase de croissance, il se développe dans l'atmosphère instable un flux ascendant où les cumulus, à plus de 10km de hauteur, peuvent croître. A cause de ce mouvement, les particules dans les nuages deviennent de plus en plus lourdes et, à un moment donné, c'est un flux descendant qui se crée. Le flux d'air froid descendant finit par atteindre le sol, avec généralement des précipitations et parfois des vents descendants violents comme conséquence. La variation de la force et la direction du vent influencent la façon dont les flux ascendants et descendants vont se placer les uns par rapport aux autres. Si le flux descendant interfère avec le flux ascendant, l'orage va rapidement s'éteindre. Par contre, s'ils ne se rencontrent jamais, les orages peuvent être particulièrement violents. Le flux d'air froid descendant va soulever les couches d'air chaud lors de sa propagation horizontale au niveau du sol, et génère alors un nouveau flux d'air ascendant. [14]

Il existe plusieurs types d'orages en fonction de leur structure, on peut les diviser en quatre formes principales :

- Orage unicellulaire.
- Orage multicellulaire.
- Orage provenant d'une ligne de grains.
- Orage super cellulaire.

II.2.1 L'orage unicellulaire.

C'est l'orage dans sa plus simple expression, et c'est aussi le plus fréquent. Il est composé d'une seule cellule, c'est-à-dire d'un courant d'air chaud ascendant et d'un courant d'air froid descendant, voyageant à travers l'unique cumulonimbus qui en résulte.

Ces orages sont rarement violents. Le plus souvent, ils durent une demi-heure, maximum une heure, avec une activité électrique modérée. Ils émergent souvent lors des journées chaudes, dans une atmosphère instable, par le processus de convection et se développent dans une masse d'air, soit sans fronts ou, d'autres mécanismes ascendants de grande échelle à proximité. Le relief favorise leur développement, il se peut également que de tels orages se forment lorsque de l'air très froid est retenu dans les hautes couches de l'air.

Ces orages ne causent pas un temps extrême. Ils peuvent toutefois poser des problèmes au niveau local, parce que les averses se déplacent lentement dans la mesure où il y a peu de vent et il est donc possible que beaucoup d'eau tombe au même endroit sur une courte période de temps. Outre le risque d'inondations, il peut également se former des rafales ou des grêlons. [14]

Les véritables orages unicellulaires sont relativement rares, car même les orages les plus faibles sont constitués de plusieurs zones dans lesquelles il y a des courants ascendants. Les orages unicellulaires semblent produire de manière aléatoire (peut-être du fait qu'on ne les connaît pas bien) de la grêle, des précipitations intenses, et occasionnellement de faibles tornades.

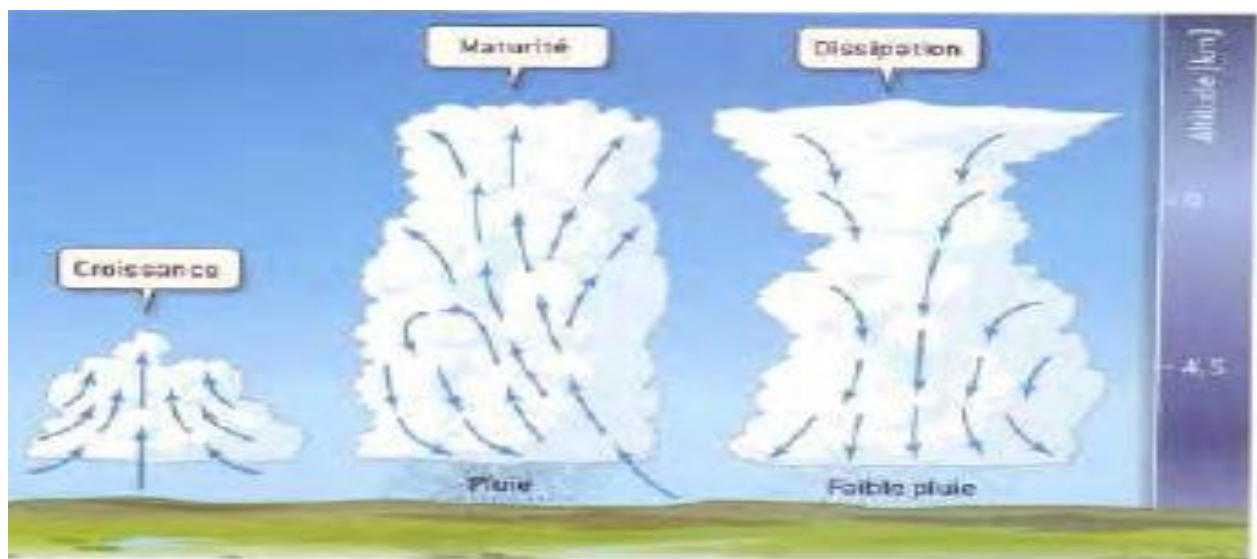


Figure 11 : Schéma des trois stades d'évolution d'une cellule orageuse. [20]

La Figure 11 nous montre que la phase de développement d'une cellule orageuse qui commence avec l'apparition d'un flux ascendant. Un moment donné, le flux ascendant va céder sous le poids croissant des éléments présents dans les nuages, de sorte que c'est un flux descendant qui se crée. Dans le cas, les flux ascendants et descendants se trouvent en proximité immédiate les uns des autres, de sorte qu'ils interfèrent entre eux. Dans ce type de tempête, le vent ne change pratiquement pas en force ou direction avec l'altitude, voire pas du tout.

II.2.2 L'orage multicellulaire.

L'orage multicellulaire regroupe au sein d'une même structure de plusieurs cellules orageuses, certaines d'entre elles peuvent être très intenses. Ces cellules sont à divers stades d'évolution : certaines naissent, d'autres sont à maturité ou meurent. De tels orages peuvent se révéler très violents, avec de la grêle, du vent, de fortes pluies et une intense activité électrique. Ce genre d'orage a une durée de vie allant d'une heure à plusieurs heures, et se forme en été, devant ou sur les fronts froids, ou en présence de dépressions thermiques, lorsque l'air est très instable.

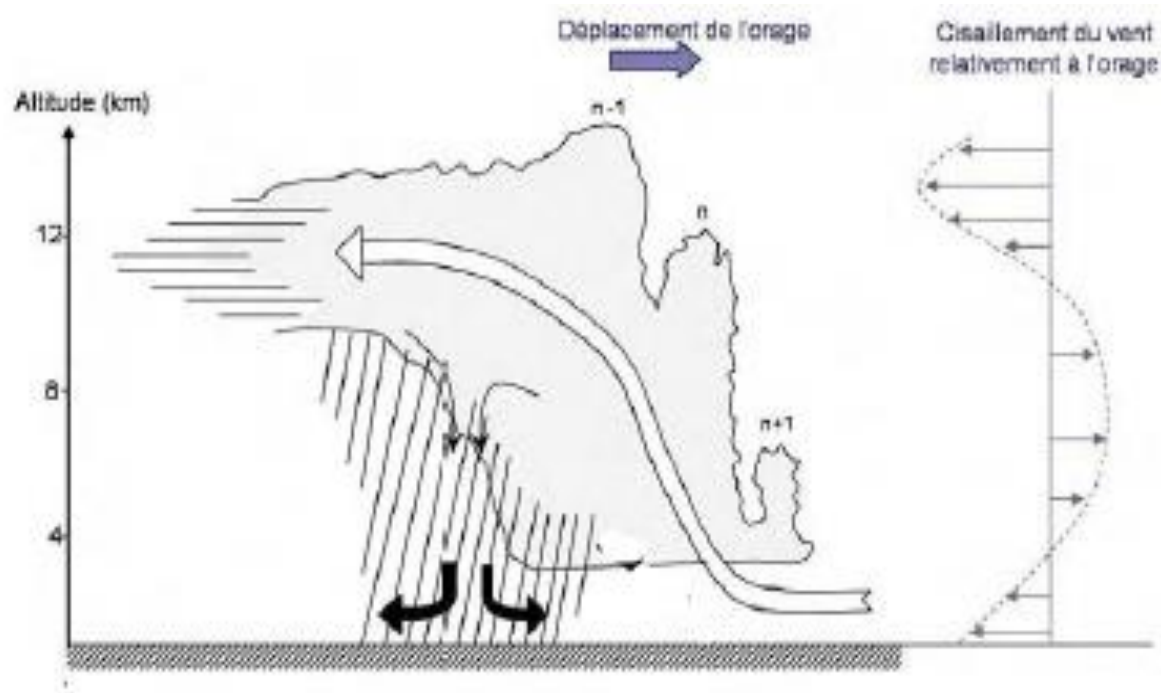


Figure 12 : Coupe verticale schématique d'un orage multicellulaire. [4]

La photo satellite Figure 13 nous montre des orageuses multicellulaires en développements sur les Hautes-Terres.

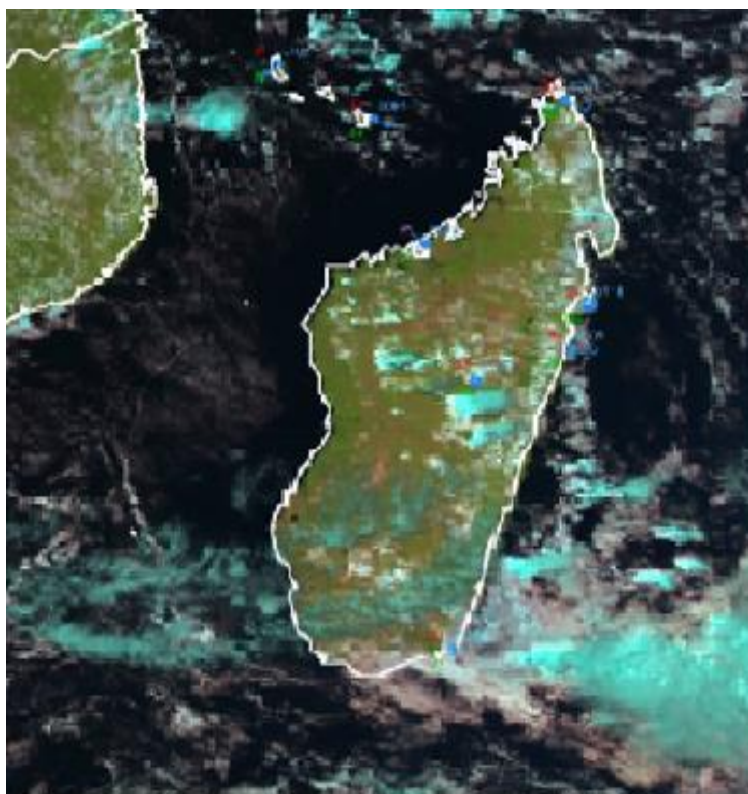


Figure 13 : Photo-sat (RGB) du 20/04/2011 à 12UTC. [19]

II.2.3 Orage provenant d'une ligne de grains.

Le schéma ci-dessous est une représentation de la structure d'une ligne de grains bien formés et est souvent un résultat clé d'une enquête scientifique et peut être basé sur des observations. Les lignes de grains forment généralement le long ou devant des fronts froids et lignes sèches et peuvent produire des phénomènes météorologiques violents sous la forme de fortes précipitations, des vents forts, de la grosse grêle, et la foudre fréquente, ils peuvent étendre à des centaines de kilomètres de longueur.



Figure 14 : Coupe verticale d'une ligne de grains. [22]

II.2.4 Orages super cellulaire.

Les orages super cellulaires ont une longue durée de vie qui présente la structure quasi - stable comprenant un courant ascendant rotatif. Ces tempêtes produisent généralement les phénomènes météorologiques violents, y compris des vents violents, de gros grêlons, de fortes pluies, et parfois des tornades. En fait, ce sont ces super-cellules qui produisent les tornades les plus fortes et les plus durables.

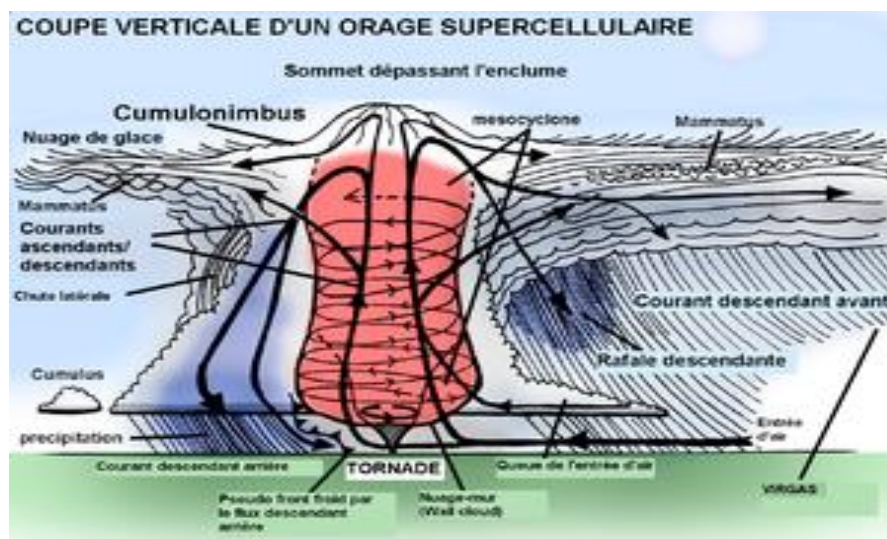


Figure 15 : Coupe verticale d'un orage super cellulaire. [23]

On résume que, les nuages d'orage résultent de l'élévation d'air chaud et humide. Les trois conditions suivantes sont nécessaires au développement d'un orage :

- De l'humidité : une couche d'air humide au niveau du sol avec une grande extension et une humidité relative supérieure à 80%.
- Une stratification instable : une chute brutale de la température (diminution de plus de 6.5°C par kilomètre d'altitude).
- Une élévation : un déclencheur pour l'élévation de l'air humide. Cela peut être causé par une forte radiation solaire, des courants ascendants ou des différences dans la stratification de l'air.

PARTIE.II. METHODOLOGIE

CHAPITRE.III. PROPRIETES PHYSIQUES DES ORAGES.

III.1. Notion d'échelles météorologique.

Avant d'entamer ce chapitre, tâchons de fixer la terminologie relative aux échelles spatiales des phénomènes. En météorologie, les échelles étudiées sont multiples selon les phénomènes, et des transferts d'énergie ont lieu en permanence entre elles.

Les perturbations sont généralement associées à l'échelle synoptique, avec des dimensions de l'ordre de 10^3km , et une échelle temporelle allant de la journée à quelques jours. L'ordre de grandeur supérieur (10^4km) correspond à l'échelle planétaire (circulation générale), tandis que l'ordre de grandeur inférieur (10^2km) correspond à la mésoéchelle.

Tableau 2: Échelles spatio-temporelles représentatives de divers phénomènes atmosphériques. [1]

Echelle	Dimension	Durée	Phénomènes
PLANETAIRE	10.000km	Semaine-mois	Circulation de Hadley, régimes de temps
SYNOPTIQUE	1000km et plus	Jour-semaine	Dépressions, anticyclones, cyclones tropicaux
MESOECHELLE	10km-100km	Heure-jour	Vents régionaux, lignes de grains
AEROLOGIQUE	100m-10km	Minute-heure	Convection, orages isolés, tornades
MICRO-ECHELLE	1m	Seconde-minute	Tourbillons de poussière

Nos études seront concentrées plus particulièrement dans le mésoéchelle et même descendre au niveau de l'échelle aérologique. L'atmosphère aux latitudes moyennes est stable à l'échelle synoptique et des zones d'instabilités, généralement l'échelle aérologique voire même de mésoéchelle peut apparaître.

III.2. Organisation des cellules orageuses.

I.2.1 Cellules ordinaires ou unicellulaires.

Le développement et la durée de vie d'une cellule orageuse dépendent de trois ingrédients fondamentaux. Il faut de l'instabilité pour permettre à l'air de se soulever sur toute l'épaisseur de la troposphère (entre 6000,10.000m), un forçage d'échelle synoptique ou non pour initier le mouvement ascendant de la particule d'air (un front froid ou une convergence locale des vents par exemple), et enfin des cisaillements de vent pour séparer la zone de précipitations et d'alimentation de l'orage.

Cette séparation est nécessaire pour assurer une plus longue durée de vie à l'orage. Lorsque ces trois ingrédients sont présents simultanément et de façon marquée, des orages peuvent se produire. Si certaines situations présentent un déficit ou une absence totale de l'un de ces éléments, par exemple, une situation très instable, mais sans forçage suffisant pourra ne générer aucune cellule orageuse. A l'inverse, un violent forçage sans instabilité ne provoquera généralement que des pluies non orageuses.

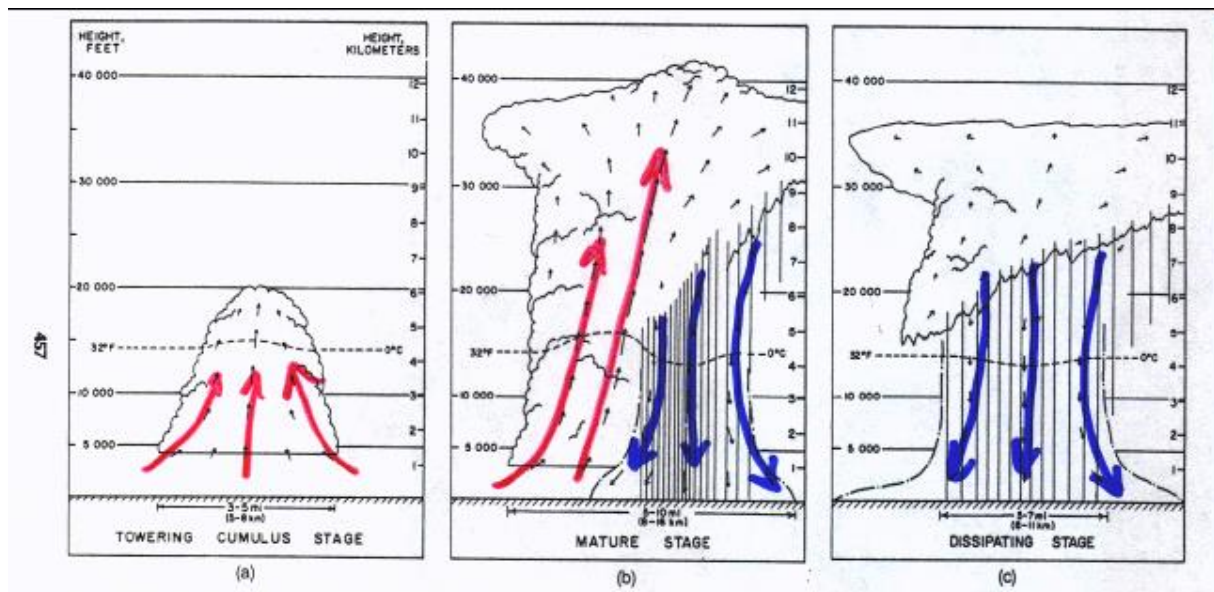


Figure 16 : Evolution d'une cellule orageuse. [24]

La perturbation qui vient d'une cellule ordinaire :

- Une ascendance associée à une subsidence compensatoire.
- Un faible cisaillement de vent.
- Un cumulonimbus (Cb) isolé a un cycle de vie court varie de 30 à 50mn.
- Pas de phénomènes très violents (averse puis pluies faibles sous enclume).
- Propagation à la vitesse moyenne de l'environnement. [2]

1.2.2 Cellule multicellulaire.

Il s'agit d'un groupe d'orages unicellulaires se déplaçant comme unité, chaque cellule a un stade de développement, elles peuvent produire de la grêle, des inondations et de faibles tornades.

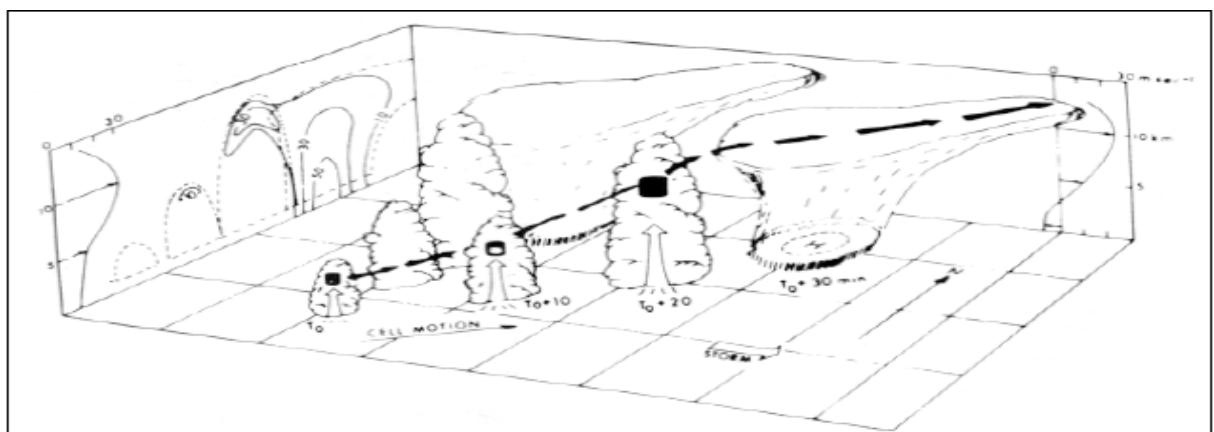


Figure 17 : Evolution d'un orage multicellulaire. [44]

La figure ci-dessous nous montre une tempête multicellulaire quatre cellules séparées aux étapes différentes de développement. La ligne pointillée lourde est la trajectoire de la plus jeune cellule.

Les conditions nécessaires et suffisantes pour dire que les orages proviennent d'une cellule multiple sont :

- Un fort cisaillement de vent unidirectionnel.
- Groupe de cellules à différents stades de développement.
- La propagation, c'est la somme de déplacement de cellules et la genèse de nouvelles cellules.
- Echelle horizontale : 20 à 30Km.
- Grêle, rafales et de fortes pluies. Si le système est stationnaire, on peut dire que la propagation est égale et opposée au mouvement des cellules.
- Durée de vie : 3 à 4heures.

1.2.3 Ligne de grains.

Les lignes de grains ont une durée de vie de 30h, et se forment généralement dans des environnements atmosphériques instables dans lequel l'air de bas niveaux peut monter sans aide après avoir été initialement levé (par exemple, par un front) au point où la condensation de vapeur d'eau se produit. La chaleur est libérée lors de la condensation, ce qui entraîne l'air ascendant devenant plus léger que l'air à proximité à la même hauteur. Cela conduit à une augmentation de la vitesse de l'air ascendant qui atteint parfois des vitesses supérieures à 50Km/h. [42]

Les conditions nécessaires à la génération et au développement des lignes de grains sont :

- Une instabilité conditionnelle.
- Un cisaillement vertical du vent en basse troposphère.
- Des basses couches humides avec de l'air sec dans les couches moyennes.

Les régions d'orographie importante sont également des terrains favorables au développement des nuages convectifs qui peuvent ensuite s'agréger en systèmes convectifs de grosse taille.

L'orographie tend à augmenter la possibilité de génération des lignes de grains en déclenchant la libération d'instabilité de basses couches. [25]

1.2.4 Cellule super cellulaire.

Si une grande quantité d'énergie est disponible dans l'atmosphère et dans des conditions de forte instabilité convective et de fort cisaillement de vent tournant, un orage unicellulaire peut se développer jusqu'au stade d'orage super cellulaire. Toutes les caractéristiques de l'orage se trouvent alors considérablement décuplées, que ce soit du point de vue des courants ascendants et subsidents et/ou que des précipitations. La durée de vie pouvant atteindre plusieurs heures ou de l'extension horizontale (de l'ordre de 20 à 50Km).

Ces orages sont d'ailleurs les plus violents et dévastateurs, pouvant occasionner des tornades, de fortes rafales ou de fortes chutes de grêle. Ils sont composés d'une seule cellule convective dans laquelle l'intensité du courant ascendant est très intense (pouvant atteindre 30 à 50ms⁻¹) et le cisaillement de vent favorise une organisation du flux tridimensionnelle.

L'intensité du courant ascendant situé au centre de la masse nuageuse est telle que les précipitations qui s'y forment sont rapidement transportées en altitude.

L'inclinaison du courant ascendant permet aux précipitations de retomber ensuite à la périphérie de la zone d'ascendance où les mouvements verticaux sont moins intenses. Cependant, elles peuvent à nouveau être reprises dans les ascendances si elles sont assez légères et continuer leur croissance.

Ce cycle de transport est d'ailleurs favorable à la production de grêle. Le poids important que peuvent acquérir les précipitations lors de ce processus entretient un courant subsident très intense dont la vitesse peut atteindre 20ms^{-1} ce qui contribue à créer au sol un fort courant de densité.

Le cisaillement de vent tournant (changement de direction et d'intensité du vent selon la verticale) va favoriser la chute des précipitations en dehors du courant ascendant. Le développement du courant descendant se fera donc sans interférence avec l'alimentation de l'orage. Ceci va engendrer une stabilité du courant de densité et permettre son alimentation constante en air froid provenant du courant descendant. Une convergence très marquée entre le courant de densité et l'air chaud et humide alimentant l'orage se met en place et va forcer cet air instable à s'élever. Ceci aura pour effet de renforcer le courant ascendant en fournissant un apport d'énergie continu à l'orage. [4]

On peut conclure que, les nuages d'orage résultent de l'élévation d'air chaud et humide. Les trois conditions suivantes sont nécessaires au développement d'un orage :

- De l'humidité : une couche d'air humide au niveau du sol avec une grande extension et une humidité relative supérieure à 80 %.
- Une stratification instable : une chute brutale de la température (diminution de plus de $6,5^{\circ}\text{C}$ par kilomètre d'altitude).
- Une élévation : un déclencheur pour l'élévation de l'air humide. Cela peut être causé par une forte radiation solaire, des courants ascendants ou des différences dans la stratification de l'air.

L'orage est associé à un type de nuage unique, le cumulonimbus, les vitesses verticales mises en jeu sont largement supérieures en intensité, de l'ordre du mètre par seconde, mais sur des échelles horizontales beaucoup plus réduites (de l'ordre de la dizaine de kilomètres). Ces mouvements verticaux intenses sont rendus possibles grâce à l'instabilité convective.

En fait, on peut distinguer trois phases dans les développements convectifs :

1. La phase d'instabilité du profil vertical de l'atmosphère, ou la décroissance de la température potentielle avec l'altitude.
2. La phase de déclenchement de la convection profonde, ou l'ensemble des phénomènes qui vont permettre d'initier les mouvements verticaux lesquels vont ensuite s'amplifier grâce au profil instable.
3. La phase d'organisation de la convection profonde, à savoir les facteurs qui vont piloter la structure, l'intensité, et l'évolution des cellules orageuses formées. [26]

Voici un tableau qui résume l'organisation des cellules orageuses selon leur intensité et les risques qu'ils apportent à l'échelle spatio-temporelle.

Tableau 3: Récapitulation.

Classification	Echelle de temps	Echelle spatiale	Conditions	Risques
Orages Unicellulaires	1h	2 – 10km	Instabilité locale Vents faibles.	Faibles précipitations (risques des foudres).
Orages multicellulaire	Plusieurs heures	Jusqu'à 50km	Cisaillement vertical de vent	Beaucoup de précipitations, rafale, et foudre.
Ligne de grains	Jusqu'à 24h et plus	400km	Fort cisaillement de vent	Beaucoup de précipitations, grêle, rafale, tornade.
Orages super cellulaire	Plusieurs heures jusqu'à 24h	Jusqu'à 50km	Profil de vent fortement cisailé et renforcement de la convergence des flux près du sol.	Tous forts avec tornades.

I.2.5 Les décharges électriques.

On parle moins sur les décharges électriques des nuages provoquant par les systèmes orageux, éclaires sol-nuages et nuages-nuages qui neutralisent une des zones de charge situées dans les nuages en établissant une connexion avec le sol et avec eux-mêmes.

La vitesse moyenne de l'éclair étant de 100Kms^{-1} .

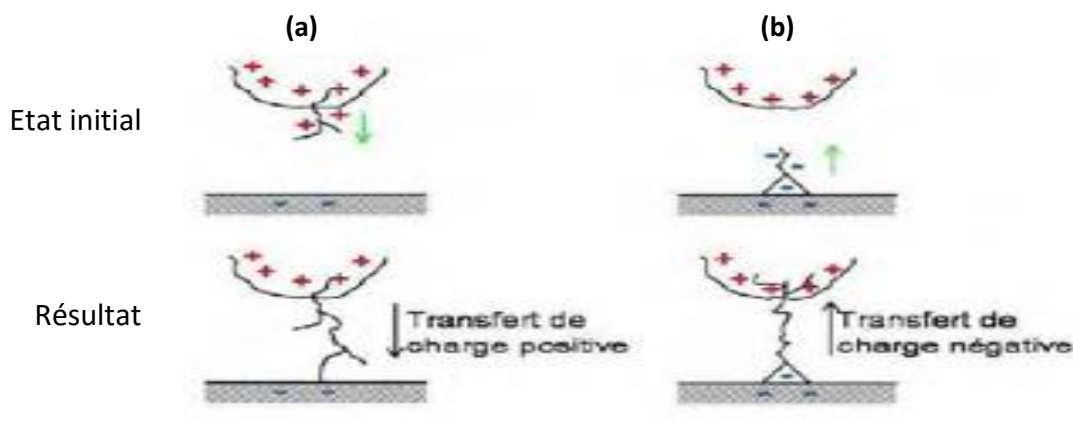


Figure 18 : Différents types de décharges électriques. [4]

Les deux types d'éclairs nuage-sol. La partie supérieure des schémas représente le nuage, la partie inférieure le sol. Les flèches vertes représentent le sens de propagation du traceur, et les flèches noires c'est le sens de transfert de charge.

CHAPITRE.IV. PROPRIETES DYNAMIQUE PILOTANT LA CONVECTION.

IV.1 BASSE ATMOSPHERE.

IV.1.1 L'instabilité CAPE/CIN.

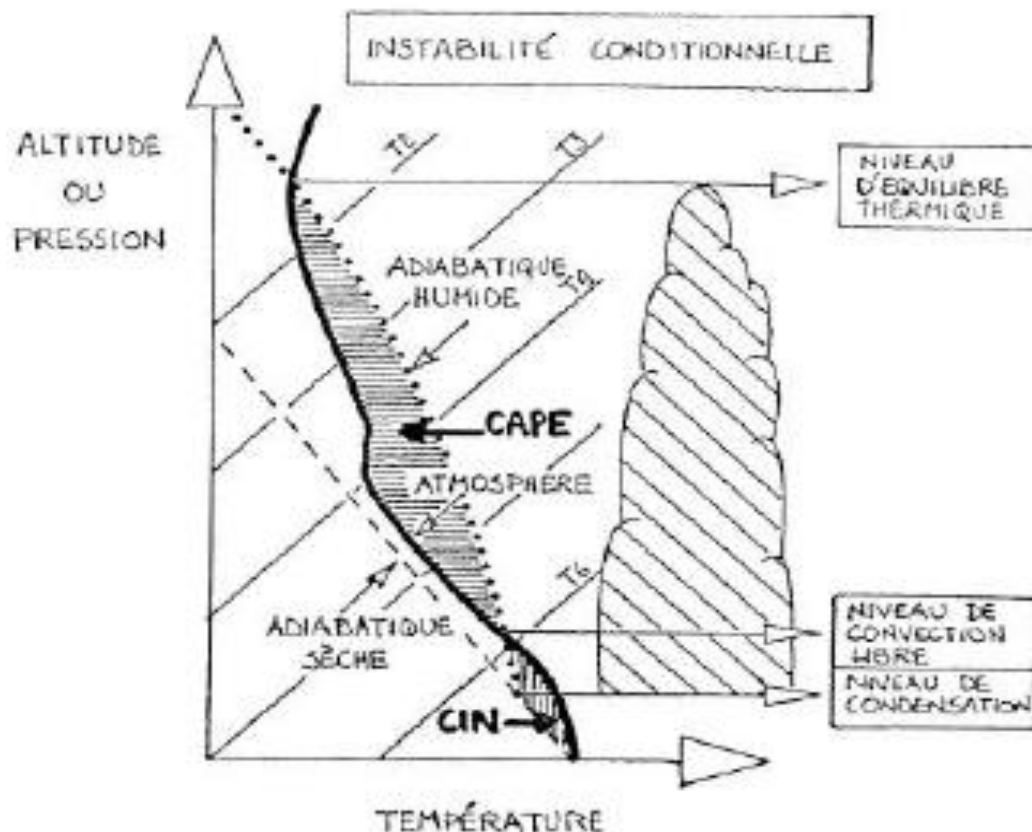


Figure 19 : Schéma d'un emagramme qui représente les deux principaux indices d'estimation du potentiel convectif. [4]

a) CAPE.

Au cours de l'ascendance, l'accélération de la particule sous l'effet de la flottabilité se traduit par une augmentation de l'énergie cinétique aux dépens de l'énergie potentielle. Cette dernière est également dissipée en partie par frottements et par la perturbation de pression générée par la particule elle-même dans son mouvement.

Si l'on suppose en outre pour simplifier qu'il n'y a pas de frottements, toute l'énergie potentielle de la particule (initialement égale à la CAPE) sera progressivement transformée en énergie cinétique jusqu'à épuisement au niveau d'équilibre thermique (au-delà duquel la flottabilité s'inverse).

A ce niveau, l'énergie cinétique (donc la vitesse) est maximale et l'énergie potentielle est nulle, c'est l'application du théorème de l'énergie mécanique sans frottement :

$$E_M = E_c + E_p = C^{te} \quad (26)$$

On en déduit une estimation grossière de la vitesse d'ascendance maximale « w » d'une masse unité au niveau d'équilibre thermique (vitesse supposée nulle au niveau de convection libre). Cette vitesse, qui surestime les vitesses verticales réellement atteintes, donne un ordre de grandeur des mouvements verticaux pouvant être générés dans les cellules convectives (en pratique, on préfère utiliser la CAPE pour caractériser le potentiel convectif de l'atmosphère). C'est indiqué par la formule suivante :

$$w = \sqrt{2 \cdot CAPE} \quad (27)$$

Pour l'équation du mouvement vertical, l'accélération est donnée par la somme de la flottabilité, de la fluctuation de pression et le poids de l'eau, et la flottabilité c'est la somme de la poussée d'Archimède et le poids de la particule.

$$\text{Flottabilité} = \text{poussée d'Archimède} + \text{poids de la particule} = g \left[\frac{\theta_v - \theta_v^{env}}{\theta_v^{env}} \right] \quad (28)$$

Avec θ_v : Température potentielle virtuelle.

θ_v^{env} : Température potentielle de l'environnement.

$$\text{Et } \theta_v = T_v \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\frac{R_a}{C_{pa}}}, \text{ ou } T_v \text{ est la température virtuelle.}$$

La théorie de la particule nous conduit à dire que l'accélération est égale à la flottabilité, ceci dit que :

$$\frac{d^2 w}{dt^2} = -N^2 w = \frac{g}{\theta_v^{env}} \frac{\partial \theta_v^{env}}{\partial z} w \quad (29)$$

Enfin la formule de la « Convective Available Potential Energy » est donnée par la relation :

$$CAPE = \int_{z_{LFC}}^{z_{CIL}} g \frac{T_v - T_v^{env}}{T_v^{env}} dz \quad (30)$$

Limitation de cette théorie $CAPE = 1250 Jkg^{-1}$, w (max théorique) = $50 ms^{-1}$.

Tableau 4: Table de conversion du CAPE par apport à l'instabilité.

CAPE (Jkg^{-1})	Stabilité
0	Stable
0 – 1000	Marginalement instable
1000 – 2500	Modérément instable
2500 – 3500	Très instable
> 3500	Extrêmement instable

b) CIN (Convective Inhibition).

C'est l'énergie qu'il faudrait fournir à une particule d'air à la base d'une couche en instabilités sélective pour lui permettre de dépasser son niveau de convection libre.

Lorsque la CIN est grande, la probabilité de déclenchement de la convection est faible. Mais si cette dernière parvient à se déclencher, elle bénéficie d'une plus grande quantité de

vapeur d'eau ce qui conduit à un événement orageux plus violent. Sur l'emagramme, elle correspond à l'aire entre la courbe d'état et l'adiabatique issue de la base puis la pseudo-adiabatique issue du point de condensation au-dessous du niveau de convection libre, d'où son équation :

$$CIN = \int_{z_{inf}}^{z_{LFC}} g \frac{T_v - T_v^{env}}{T_v^{env}} dz \quad (31)$$

IV.1.2 Le cisaillement du vent.

Le cisaillement vertical du vent doit être également interprété comme du tourbillon à axe horizontal (Fig.20). C'est là un point très important qui va nous permettre d'étudier l'interaction de ce tourbillon avec les cellules orageuses.

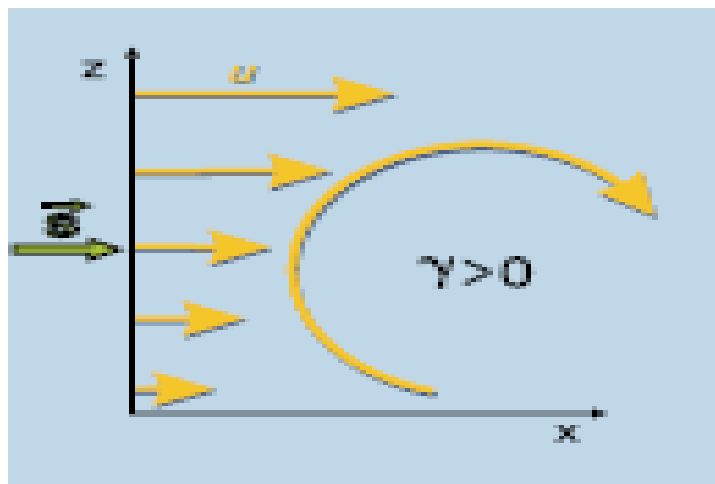


Figure 20 : Cisaillement de vent. [26]

Sans cisaillement vertical du vent, il s'étale de manière isotrope et la convection est faible. En présence de cisaillement, il s'étale en aval du cisaillement et génère une convection plus intense et localisée, c'est la naissance d'un front de rafales.

Le cisaillement vertical du vent va principalement interagir :

- Avec le courant de densité, ce qui va conditionner les phénomènes de génération de nouvelles cellules.
- Les ascendances liées à l'orage, ce qui va conditionner la structure que va acquérir la cellule orageuse.

Le cisaillement de vent, de façon générale et par définition, est un vecteur C qui est la différence entre deux vecteurs vents en deux points de l'espace et est exprimé par la formule suivante :

$$C = v_{z_{sup}} - v_{z_{inf}} \quad (32)$$

Voilà pourquoi il est préférable d'avoir au minimum 30 *Noeuds* de différence. D'une manière générale, on calcule ce paramètre en prenant la vitesse des vents à 6Km $\approx$ 500hPa d'altitude et en soustrayant à la vitesse de surface.

IV.1.3 L'orographie et le rayonnement solaire.

En l'absence de rayonnement solaire, la surface terrestre se refroidit très rapidement, et refroidit la fine couche d'air en contact qui devient stable. Par contre durant le jour et par la présence du soleil, le sol se réchauffe sous l'effet d'insolation et qui va réchauffer l'air environnant devenant plus léger. Cet air chaud s'élève et « aspire » l'air plus froid en vallée. A l'interface entre le vent synoptique et cette brise, du cisaillement peut apparaître.

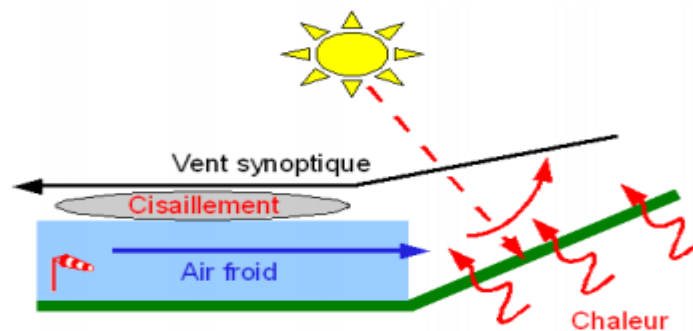


Figure 21 : Mécanisme d'un cisaillement de vent. [30]

Ces mouvements convectifs très locaux sont donc à l'origine de changements de vents brutaux. Cela peut se manifester sous plusieurs formes, et lorsque le nuage grossit cela peut créer d'importants courants verticaux engendrant du cisaillement de vent.

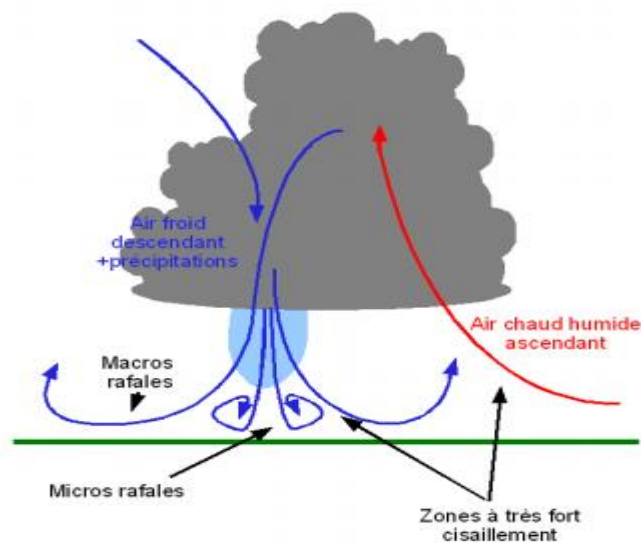


Figure 22 : Profil vertical d'un nuage convectif. [30]

IV.1.4 La convergence du vent.

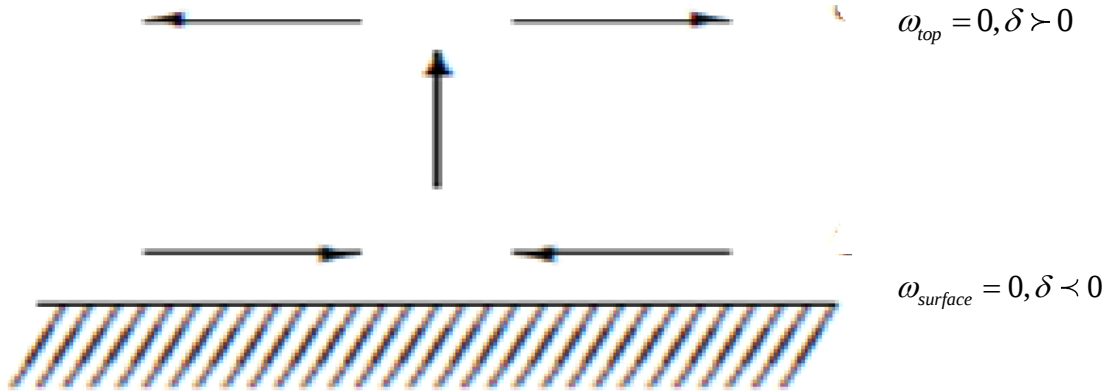


Figure 23 : Convergence de vent en surface. [26]

Selon la figure 20, la divergence en altitude $\delta > 0$, la convergence $\delta < 0$ en surface et la vitesse verticale $\omega = 0$ en surface et en altitude peuvent produire une ascendance verticale des particules en mouvement.

On peut démontrer cette hypothèse à partir de l'équation de continuité, car il y a conservation de la masse intuitivement.

En coordonnées cartésiennes, l'équation de continuité est donnée par la relation suivante. [29]

Comme l'atmosphère est fluide compressible, donc pour une particule d'air d'un certain volume ($\delta x \delta y \delta z$) son volume matériel diminue dans un champ convergent.

Au sol où la pression est égale à p , à une certaine hauteur la pression devient $p + \Delta p$ et le

$$\text{volume de la particule est } \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} + \nabla \cdot \vec{v} = 0 \quad (33)$$

:

$$\delta V = \frac{-\delta x \delta y \delta p}{\rho g} \quad (34)$$

On a utilisé l'équation l'hydrostatique ($\delta p = -\rho g \delta z$)

Comme il y a conservation de la masse, on peut adopter la forme Lagrangienne comme :

$$\delta M = \rho \delta V = \frac{-\delta x \delta y \delta p}{g} \quad (35)$$

$$\text{Et comme } \frac{d\delta M}{dt} = 0 \quad (36)$$

Celui-ci implique que :

$$\frac{d\delta M}{dt} = \frac{d}{dt} \left(\frac{-\delta x \delta y \delta p}{g} \right) = \frac{1}{\delta x \delta y \delta p} \left(\frac{d\delta x}{dt} \delta y \delta p + \frac{d\delta y}{dt} \delta x \delta p + \frac{d\delta p}{dt} \delta x \delta y \right) \quad (37)$$

$$\text{Sachant que } \frac{d\delta x}{dt} = \delta u, \frac{d\delta y}{dt} = \delta v, \frac{d\delta p}{dt} = \delta \omega. \quad (38)$$

(37) devient :

$$\frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} + \frac{\delta \omega}{\delta p} = 0 \quad (39)$$

Si on prend $\delta x, \delta y, \delta z \rightarrow 0$, on obtient la forme isobarique de l'équation de continuité :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (40)$$

Sachant que : $\nabla \vec{V}_h = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$ l'équation (40) devient

$$\nabla \vec{V}_h = -\frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (41)$$

Pour la vitesse verticale en utilisant l'altitude en coordonnée verticale est $w = \frac{dz}{dt}$

La vitesse verticale en utilisant la pression en coordonnée verticale est donc :

$$\omega = \frac{dp}{dt} = \frac{\partial p}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla p + w \frac{dp}{dz}$$

Pour avoir donc la vitesse verticale si on connaît la distribution verticale selon la pression p dans une colonne d'air et ω une frontière, on peut déterminer la vitesse verticale de cette colonne d'air en intégrant l'équation de continuité (41)

$$\int_{\omega_s}^{\omega_p} \partial \omega = - \int_{p_s}^p \delta \cdot \partial p$$

Et on obtient :

$$\omega_p = \omega_s - \int_{p_s}^p \delta \cdot \partial p \quad (42)$$

Ceci dit que la convergence du vent près de la surface provoque une baisse pression, c'est un des critères pour qu'il y ait formation des convections et le profil vertical de divergence dans l'atmosphère se résume comme suit :

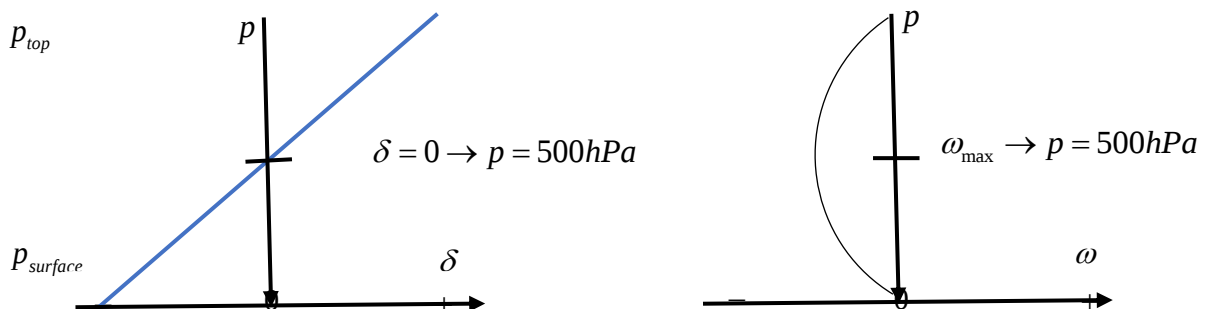


Figure 24: Profil vertical de convergence dans l'atmosphère. [26]

Une fois que le vent vers l'extérieur existe en altitude (la divergence), l'effet de Coriolis (force de Coriolis) le tournera vers la gauche dans le sens antihoraire. Les vents horizontaux convergents en basse altitude se mettent alors à être déviés vers la droite par l'action de cette force, tournant ainsi autour la dépression dans le sens horaire (dans l'hémisphère Sud) d'où la source des convections (zone locale de l'advection de l'air chaud).

IV.1.5 Le cycle diurne :

Pour ce type d'orage, c'est essentiellement le chauffage des basses couches qui va permettre à l'instabilité convective de se développer.

Pendant le jour, la surface terrestre gagne de l'énergie par radiation, car la radiation solaire absorbée excède la perte nette en radiation infrarouge. Ce gain d'énergie radiatif est dissipé de trois façons : en réchauffant le sol, en réchauffant l'air et par évaporation à la surface. [31]

Faisons l'analyse de la situation en déterminant la quantité d'énergie nécessaire pour avoir un point de condensation libre.

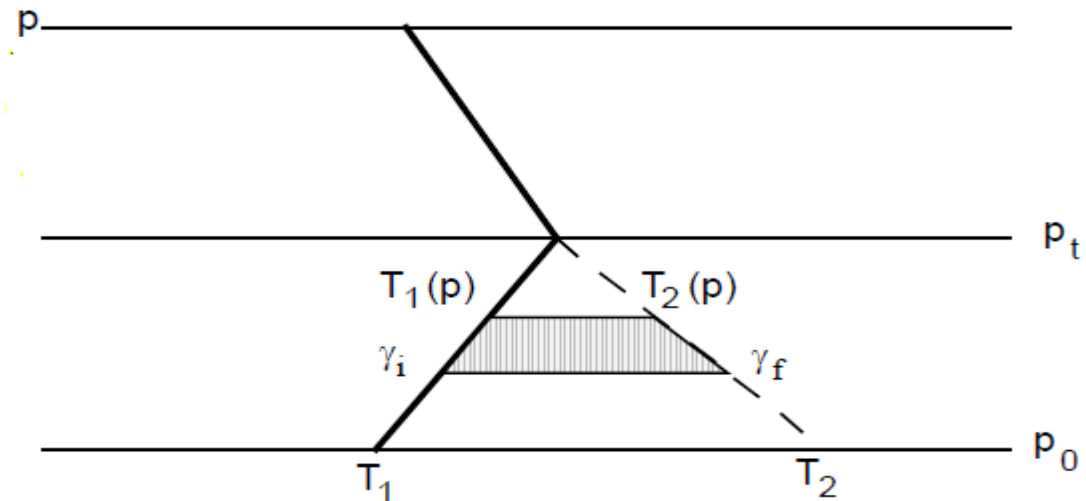


Figure 25: Le niveau « p_t » comme le point de condensation libre. [31]

Par hypothèse, soit une couche d'air initialement caractérisé par un gradient de température « γ_i » et les températures correspondantes sont $T_1(p)$, par rayonnement solaire, la couche d'air se réchauffe et soit « γ_f » le gradient de température à un moment donné, et les températures correspondantes sont $T_2(p)$.

Considérons une colonne d'air de surface unitaire. L'énergie radiative nécessaire pour passer de « γ_i » à « γ_f » (de T_1 à T_2) est donnée par :

$$\delta Q_r = C_p (T_2 - T_1) dm \quad (43)$$

Si dm est la masse d'air par unité de surface comprise dans une épaisseur dz alors :

$$dm = \rho dz = \rho \left(-\frac{dp}{\rho g} \right) = -\frac{1}{g} dp \quad (44)$$

D'après (43), (44), l'énergie radiative nécessaire pour avoir une convection libre est :

$$\delta Q_r = -C_p (T_2 - T_1) \frac{dp}{g} = \frac{C_p p}{g} (T_2 - T_1) (-d \ln p) \quad (45)$$

IV.2 HAUTE TROPOSPHERE.

IV.2.1 Atmosphère barocline.

Il existe trois grandes relations qui conduisent à une atmosphère barocline : hydrostatisme, géostatisme, et vent thermique. Une atmosphère barocline présente une inclinaison des surfaces isobares par rapport aux surfaces isothermes.

L'air le plus froid ne se trouve pas totalement près du sol, et l'air le plus chaud aussi ne se trouve pas totalement en altitude, comme ce serait le cas pour un système à une énergie potentielle minimale.

Il existe un gradient horizontal de température $\frac{\partial x}{\partial T}$, et une atmosphère barocline possédant une énergie potentielle qui pourrait être transformée éventuellement en énergie cinétique donc en vitesse verticale :

On désigne par interaction barocline, l'ensemble des mécanismes qui vont permettre de transformer l'énergie potentielle barocline en énergie cinétique.

Dans une atmosphère barocline idéalisée, les trois forces « Force de Coriolis, Force de Pression, et la Force de Gravité » sont en équilibre, la vitesse verticale est nulle, ce qui conduit à l'inexistence d'une dépression.

- La force de gravité est donnée par la relation :

$$\vec{F}_g = -\frac{mM_t G}{r^2} \vec{e}_r \quad (46)$$

Avec $G = 6.67 \times 10^{-11} \text{N.m}^2.\text{kg}^{-2}$ et $\vec{e}_r$ est un vecteur unitaire radial à la surface de la Terre.

- La force de Coriolis due à la rotation de la Terre :

$$\vec{F}_c = -2\Omega \times \vec{v} \quad (47)$$

- La force de Pression :

$$\vec{F}_p = \frac{1}{\rho} \vec{\nabla} P \quad (48)$$

En fait, toutes les anomalies : l'air chaud là où les anomalies ont tendance à créer ou à amener de l'air froid, et vice versa. Tous les écarts à cet état d'équilibre vont générer des vitesses verticales destinées à la formation des dépressions

IV.2.2 Courant-jet.

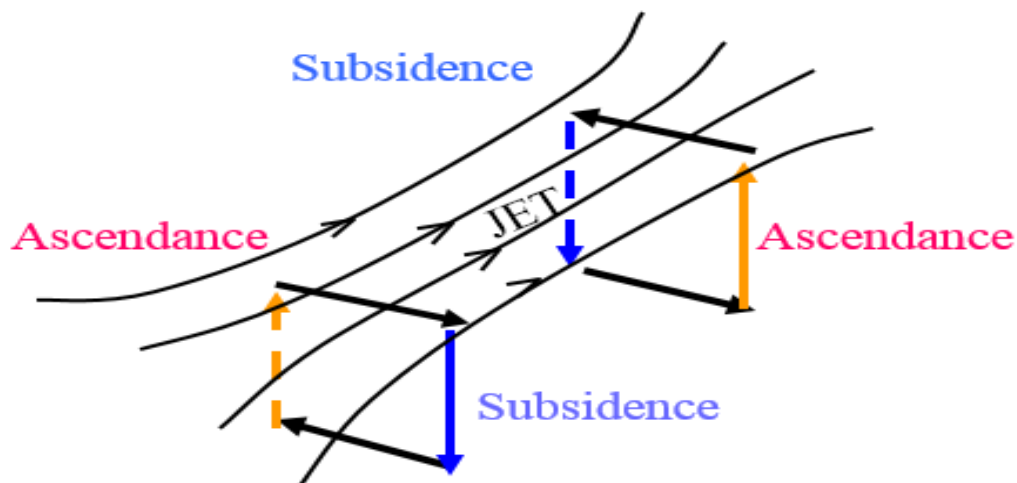


Figure 26: Mouvements en entrée et sortie d'un jet. [27]

Le courant-jet est un courant de vents relativement étroits ou en tube puissants et concentrés dans l'atmosphère supérieure (sommet de la troposphère environ 10km d'altitude). La circulation générale nous conduit à déterminer deux principaux courants-jets, dont le courant-jet subtropical et le courant-jet polaire.

Un jet comportant des vents atteignant ou dépassant les 200kmh^{-1} , et peut provoquer la formation éclair de tempêtes parfois violentes si une anomalie thermique ou de pression se met en place en dessous de lui, ce phénomène peut aider à développer des orages intenses.

Le Jet d'Est tropical nous intéresse, son origine est liée à l'établissement de la mousson indienne notamment aux contrastes thermiques existant en été. Le Jet d'Est tropical est observé en Afrique de l'Ouest entre 100 et 200hPa autour de 10°N avec une intensité maximale de l'ordre de 20ms^{-1} .

Par opposition l'apparition de jet de basse couche où les vents sont largement plus intenses que les vents géostrophiques, la formation d'une couche d'inversion se matérialise et qui bloque le soulèvement des particules. Le jet de basse couche se manifeste surtout la nuit, ces jets de basse couche sont principalement des vents nocturnes.

IV.2.3 Anomalie de tropopause (impose des mouvements ascendants, déstabilisé).

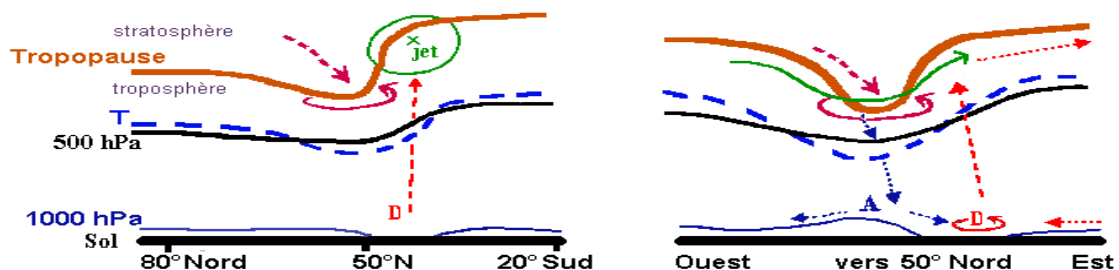


Figure 27: Atmosphère perturbée [27]

On sait que la tropopause marque la zone de transition entre la troposphère et la stratosphère. En général, la tropopause se situe vers $300hPa$, et c'est en fait une surface semi-rigide. La tropopause ne peut pas être beaucoup poussée vers le haut à cause de la stabilité verticale à ce niveau, induite par la remontée de la température dans la stratosphère. Mais peut sans trop de problèmes être « aspirée » vers le bas, l'air stratosphérique froid et sec fait alors une intrusion dans la troposphère (abaissement de la tropopause), ceci est relié à de basses hauteurs localisées de géopotentiel, et donc à un noyau de tourbillon absolu positif (creux d'altitude) et par conséquent à de l'advection positive de tourbillon à l'avant de celui-ci.

On peut repérer ces aspirations de la tropopause vers le bas grâce à un nouveau paramètre météorologique : le tourbillon potentiel « PV » qui est un paramètre conservatif sous certaines conditions, et qui permet de faire la distinction entre air stratosphérique et air troposphérique. On exprime le tourbillon potentiel en « PVU ». L'air troposphérique a généralement un « PV » inférieur à « $1,5PVU$ », alors que l'air stratosphérique a un « PV » souvent assez largement supérieur à « $1,5PVU$ ».

On peut dire que c'est la première catégorie de traceur entre troposphère et stratosphère d'où son équation : [33]

$$PV = \rho^{-1} \vec{\xi}_a \cdot \vec{\nabla} \theta \quad (46)$$

Notons que « PV » est le Tourbillon potentiel, « $\vec{\nabla} \theta$ » c'est la stabilité statique, « ρ » densité volumique et enfin « $\vec{\xi}_a$ » le tourbillon absolu.

Dans un système de coordonnées isobares (x, y, P) , PV peuvent s'écrire sous la forme : [32]

$$PV = -g \left(f \vec{k} + \vec{\nabla}_p \wedge \vec{V} \right) \cdot \vec{\nabla}_p \theta \quad (47)$$

Dans cette équation « f » est le paramètre de Coriolis, « $\vec{\nabla}_p$ » l'opérateur de gradient tridimensionnel dans le système de coordonnées (x, y, P) , « $\vec{V}$ » le champ de vent, et enfin « θ » la température potentielle.

En fait, ce n'est pas tant les valeurs de « PV » qui sont importantes, mais surtout les zones où cette valeur varie assez rapidement et sur de courtes distances.

Dans ces zones, on dit qu'il y a décrochage de la tropopause. Et justement, un abaissement brutal de la tropopause indique un front d'altitude, qui oblige l'air qu'il y a juste devant lui à monter vers le haut. Cela peut également contribuer à la formation d'orages forts et aussi le développement d'une perturbation s'il y a lieu.

IV.2.4 Out going Longwave Radiation (OLR).

C'est un paramètre calculé en Haute Troposphère à partir des températures qui sont dérivées de radiances (mesure par satellite). On pratique les anomalies négatives (respectivement positives), des champs OLR sont un bon indicateur du renforcement (respectivement atténuation) de la convection profonde en région tropicale ($OLR < 240$). OLR est exprimé en Wm^{-2}

CHAPITRE.V. LA MODELISATION METEOROLOGIQUE ET LE MODELE WEATHER RESEARCH AND FORECASTING « WRF ».

GENERALITES :

V.1 Présentation du modele.

Le Modèle WRF (Weather Research and Forecasting) est un système numérique mésoéchelle de nouvelle génération pour la recherche et les prévisions météorologiques. C'est une évolution et un successeur du modèle MM5. WRF est du domaine public et disponible gratuitement. Il présente des cœurs dynamiques multiples, un système d'assimilation de données en 3 dimensions variationnelles (*3DVAR*) et une architecture de logiciel tenant compte du calcul en parallèle et de l'extensibilité du système [7].

WRF permet un large éventail d'applications à des échelles spatiales allant de quelques mètres à quelques centaines de kilomètres, entre lesquelles :

- Prévision météo
- Simulation idéalisée
- Paramétrisation atmosphérique
- Assimilation de données
- Processus de couplage

De plus le modèle WRF est un modèle climatique à aire géographique limitée. Le modèle résout explicitement les équations de la dynamique qui assure la conservation et arrange les principaux processus physiques en lien avec le climat [11] à savoir :

- Echanges et transferts radiatifs aux courtes et grandes longueurs d'onde
- Mouvements et turbulence dans la couche limite planétaire
- Schémas de convection et microphysique des nuages
- Interaction eau, sol, végétation et pôle urbain avec les basses couches de l'atmosphère.

Ces éléments constituent le cœur de l'application, cela s'ajoute un module de pre-processing. Le modèle de prévision météorologique et de recherche WRF est utilisé pour effectuer des prévisions météorologiques par le Centre National de prévision des États-Unis et pour la recherche en simulation de l'atmosphère.

Les sorties de ce modèle sont disponibles sur internet et peuvent être visitées sur le site web www.wrf-model.org.

Le modèle WRF est un modèle entièrement compressible et non hydrostatique, il propose deux noyaux qui diffèrent principalement dans leur mode d'utilisation :

- Le noyau « Non hydrostatique Mesoscale Model » (NMM) est utilisé pour la prévision météorologique opérationnelle qui est développée par le NOAA/NCEP.
- Le noyau « Advanced Research WRF » (ARW) développé par le NCAR qui est une plateforme de recherche sur la simulation numérique régionale.

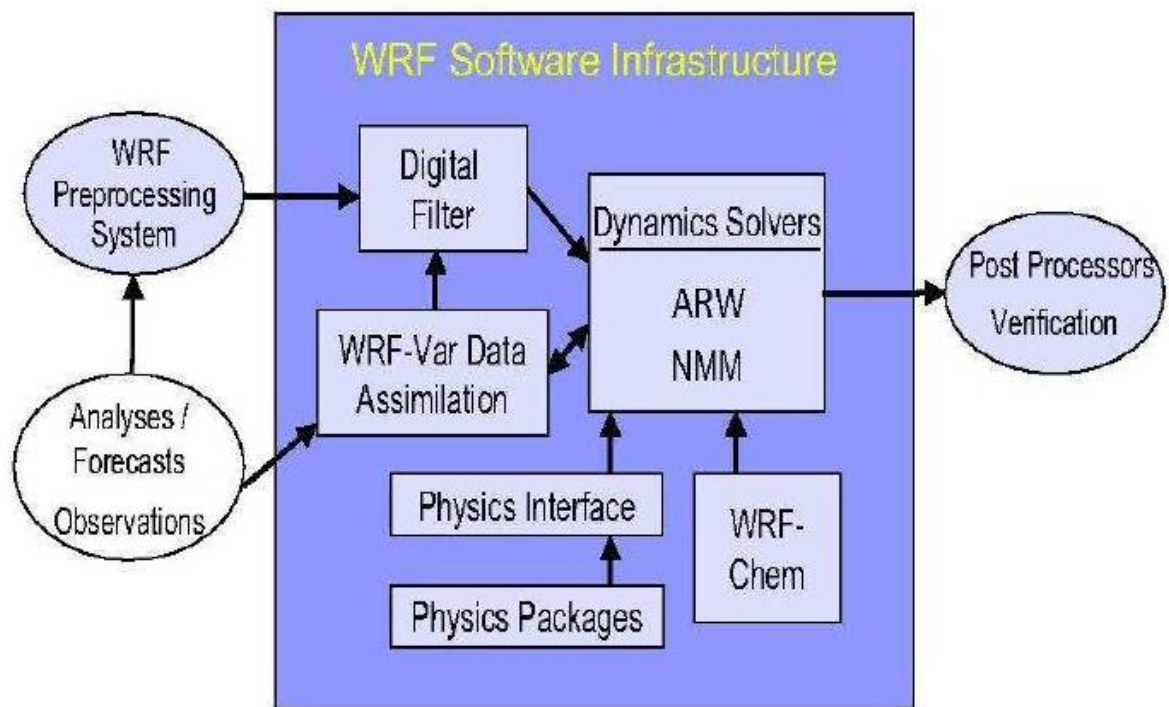


Figure 28: Infrastructure du modèle WRF. [5]

V.2 Noyau dynamique et composante physiques du modèle numérique (WRF).

La résolution des équations de la dynamique à haute résolution s'appuie sur la formulation non hydrostatique des équations de la mécanique des fluides et de la thermodynamique. WRF implémente le formalisme Eulérien de ces équations et propose deux noyaux qui diffèrent principalement dans leur mode d'utilisation du modèle :

- Le noyau Non-Hydrostatique Mesoscale Model (NMM) est utilisé pour la prévision météorologique opérationnelle. Ce noyau est développé par le NOAA/NCEP (National Oceanic and Atmospheric Administration/ National Centers for Environmental Prediction)
- Le noyau Advanced Research WRF (ARW) développé par le NCAR (National Center for Atmospheric Research) correspond à l'état de l'art de la résolution dynamique des schémas physiques les plus récents.

La version WRF/ARW est une plate-forme de recherche sur la simulation numérique régionale du climat. Conformément à ce qui est présenté à la Figure .28, elle offre une large gamme de configurations de simulation, allant de cas idéalisés en 2D et 3D au mode "real" alimenté par les données simulées larges échelles et/ou par assimilation de données provenant de réseaux d'observation terrestres et satellitaires. Des modules dédiés à la pollution atmosphérique et aux problèmes environnementaux (c.-à-d. incendies) sont également disponibles.

L'utilisation du modèle se fera ici en mode "real" qui est la configuration généralement utilisée pour la désagrégation dynamique climatique.

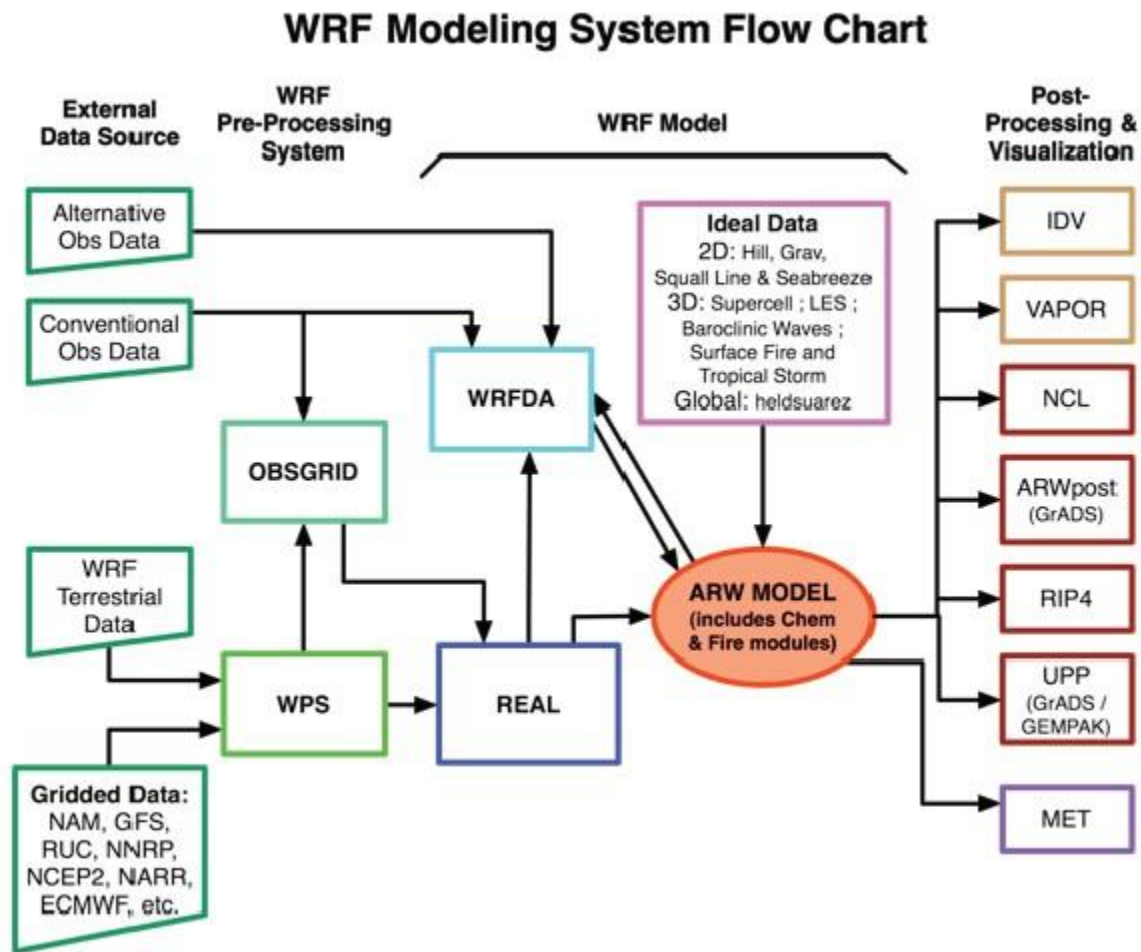


Figure 29: Organigramme de WRF [d'après Wang et al. 2009]

V.3 Code d'information et parallélisation.

Le modèle est codé en langage fortran 90/95 et « C » massivement parallélisé. La parallélisation consiste à répartir la charge de calcul sur plusieurs processeurs. Les multiples tâches de calcul nécessitent des communications entre elles pour leur synchronisation et l'échange d'information. Cela se fait à partir du protocole implémenté dans la librairie MPI (Message Parsing Interface).

Même si la parallélisation massive permet de réduire le coût en calcul, l'utilisation du modèle n'est réaliste que dans un environnement de calcul scientifique intensif, identique au sein de supercalculateurs ou de grappes / fermes (cluster) de calcul. Son utilisation nécessite également des ressources mémoire très importantes et de disposer d'un espace de stockage conséquent.

V.4 Les équations mises en jeu avec WRF/ARW.

V.4.1 Coordonnées verticales et ses variables.

WRF utilise une approche classique par résolution des équations de Navier Stokes en moyenne de Reynolds (« RANS » en anglais), adaptée à des maillages horizontaux de l'ordre de grandeur de plusieurs kilomètres.

Les équations de ARW sont formulées en utilisant comme coordonnée verticale la pression hydrostatique notée η et qui est définie par :

$$\eta = \frac{(p_h - p_{ht})}{\mu} \quad (48)$$

$$\text{Ou, } \mu = p_{hs} - p_{ht}$$

Avec

« η » Pression hydrostatique appelée aussi coordonnée verticale de masse.

« μ » Masse par unité de surface de la colonne d'air sec.

« p_{hs} » et « p_{ht} » les valeurs de la pression hydrostatique de l'atmosphère sèche entre la surface et les frontières.

« p_h » Composante de la pression hydrostatique.

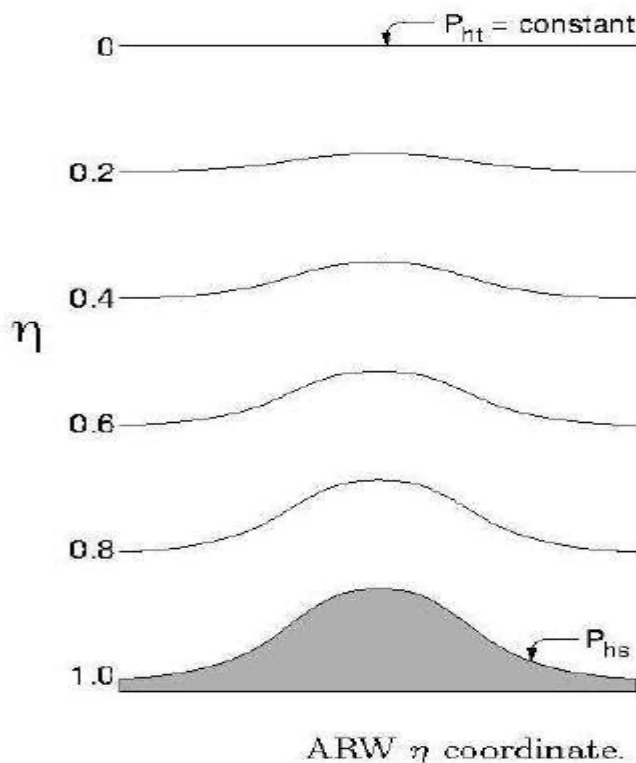


Figure 30: Niveau de pression par WRFV.3 [5]

La valeur de η varie de « 1 » la surface et de « 0 » à la frontière supérieure du modèle. Cette coordonnée verticale s'appelle également une coordonnée verticale de masse.

Pour $\mu = (x, y)$ représente la masse par unité de surface dans la colonne du domaine du modèle en (x, y) . Les variables appropriées sous la forme de flux sont :

En plus de cette coordonnée verticale η , nous avons les variables d'états qui peuvent s'écrire comme suit :

$$\vec{V} = \mu \cdot \vec{v} = (U, V, W), \Omega = \mu \dot{\eta}, \Theta = \theta \quad (49)$$

$V = (u, v, w)$, sont respectivement les vitesses de covariant dans les deux directions (horizontale et verticale), tandis que :

$\omega = \dot{\eta}$, est la vitesse covariante verticale.

« Θ », est la température potentielle.

Les variables non conservées sont :

- Le géopotentiel $\Phi = gz$
- La pression « p »
- L'inverse de la densité de l'air $\alpha = \frac{1}{\rho}$

V.4.2 Les équations de flux d'Euler.

La description eulérienne est associée à un repère indépendant du mouvement du fluide, généralement fixe : la valeur des variables fluides dépend alors du temps « t » et de la position d'observation « x ». On peut avoir les formes d'équations du flux d'Euler en utilisant les variables définies ci-dessus :

$$\partial_t U + (\Delta V_u) + \partial_x (p \partial_\eta \phi) + \partial_\eta (p \partial_x \phi) = F_U \quad (50)$$

$$\partial_t U + (\Delta V_v) + \partial_y (p \partial_\eta \phi) + \partial_\eta (p \partial_y \phi) = F_V \quad (51)$$

$$\partial_t W + (\Delta V_w) - g(\partial_\eta p - \mu) = F_W \quad (52)$$

$$\partial_t \theta + (\Delta V \theta) = F_\theta \quad (53)$$

$$\partial_t \mu + (\nabla \cdot V) = 0 \quad (54)$$

$$\partial_t \phi + \mu^{-1} [(\Delta V \phi) - gW] = 0 \quad (55)$$

$$\partial_t Q_m + (\nabla \cdot V_{qm}) = F_{Qm} \quad (56)$$

Le rapport de diagnostic pour la densité inverse est :

$$\partial_\eta \phi = -\alpha \mu \quad (57)$$

Et l'équation d'état par la relation :

$$p = p_0 (R_d \theta / p_0 \alpha)^\gamma \quad (58)$$

On obtient alors l'équation suivante :

$$\nabla \cdot V a = \partial_x (U a) + \partial_y (V a) + \partial_\eta (\Omega a) \quad (59)$$

Et :

$$V \cdot \nabla a = U \partial_x a + V \partial_y a + \Omega \partial_\eta a \quad (60)$$

« a » : Une variable générique.

$g = pvc / c = 1.4$: Le rapport de capacité de chaleur pour l'air sec.

« R_d » : Constante de gaz pour l'air sec.

« p_0 » : Pression de référence (en général 10^5 pascal).

F_U, F_V, F_W, F_Θ : Représentent les forces des limites résultant la physique du modelé, le mélange turbulent, les projections sphériques et la rotation de la Terre.

V.4.3 Les équations d'Humidité.

Dans les équations d'humidité, on maintient les équations relatives à la masse d'air sec. En plus, on définit la coordonnée en ce qui concerne la masse d'air sec, selon ces principes, la coordonnée verticale est donnée par la relation suivante :

$$\eta = \frac{(P_{dh} - P_{dht})}{\mu_d} \quad (61)$$

μ_d : La masse d'air sec dans la colonne

P_{dh} : La pression hydrostatique de l'atmosphère sèche

P_{dht} : La pression hydrostatique au-dessus de l'atmosphère sèche.

Les variables couplées sont définies comme suit :

$$V = \mu_d v = (U, V, W), U = \mu_d \cdot u, V = \mu_d \cdot v, W = \mu_d \cdot w, \Omega = \mu_d \eta, \Theta = \mu_d \cdot \theta \quad (62)$$

Les équations d'Euler incluant l'humidité peuvent être écrites de la forme :

$$\partial_t U + (\nabla \cdot V_u) - \mu_d \alpha \partial_x p + (\alpha / \alpha_d) \partial_\eta p \partial_x \phi = F_U \quad (63)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot V_v) - \mu_d \alpha \partial_y p + (\alpha / \alpha_d) \partial_\eta p \partial_y \phi = F_V \quad (64)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot V_w) - g(\alpha / \alpha_d) \partial_\eta p - \mu_d = F_W \quad (65)$$

$$\partial_t \theta + (\nabla \cdot V \theta) = F_\theta \quad (66)$$

$$\partial_t \mu_d + (\nabla \cdot V) = 0 \quad (67)$$

$$\partial_t \theta + \mu_d^{-1} [(\nabla \cdot V \theta) - gW] = 0 \quad (68)$$

$$\partial_t Q_m + (\nabla \cdot V q_m) = F_{Q_m} \quad (69)$$

L'équation diagnostique pour la densité inverse étant de :

$$\partial_\eta \phi = -\alpha_d \mu_d \quad (70)$$

Et la pression devient :

$$p = p_0 \left(\frac{R_d \theta_m}{p_0 \alpha_d} \right)^\gamma \quad (71)$$

α_d : La densité inverse d'air sec, avec :

$$\alpha_d = \frac{1}{\rho_d}$$

Et :

$$\theta_m = \theta \left[1 + \left(\frac{R_v}{R_d} \right) qv \right] \approx \theta (1 + 1.61 qv); Q_m = \mu_d q_m$$

V. 4.4 Les différents systèmes de projections.

Le modèle ARW peuvent contenir actuellement quatre projections à la sphère dont : La projection polaire, le Lambert, le Mercator, et la projection latitude-longitude ou projection cylindrique :

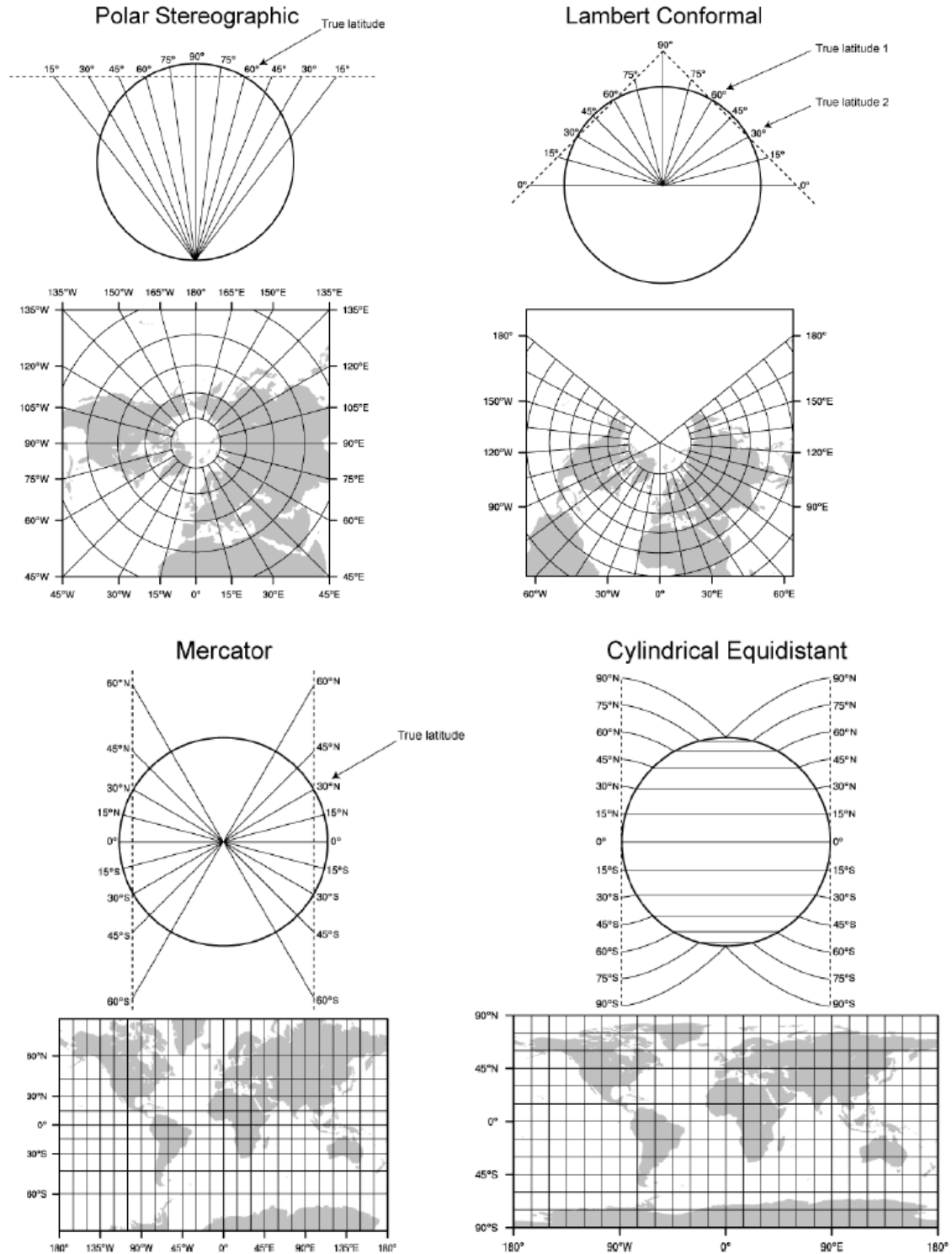


Figure 31: Système de projection [5]

La transformation isentropique nécessite des pas Δ_x et Δ_y constants dans tous les points de grille pour les trois projections telles que Lambert, Polaire et Mercator. Les équations rugissantes des facteurs de carte m_x et m_y sont définis comme rapport de la distance dans l'espace informatique à la distance correspondante sur la surface de la Terre :

$$(m_x, m_y) = \frac{\Delta_x, \Delta_y}{D} \quad (72)$$

Avec D = Distance sur le globe.

Le modèle ARW inclut les facteurs de carte ou échelle dans les équations rugissantes par la redéfinition des variables :

$$U = \frac{\mu_d u}{m_y}; V = \frac{\mu_d v}{m_x}; W = \frac{\mu_d w}{m_y}; \Omega = \frac{\mu_d \eta}{m_y} \quad (73)$$

En utilisant ces variables, nous avons alors les équations, incluant les facteurs d'échelle et les termes de rotationnelle, suivantes :

$$\partial_t V + m_y [\partial_x (Uu) + \partial_y (Vu)] + \frac{m_y}{m_x} \partial_\eta (\Omega v) + \mu_d \alpha \partial_y p + \left(\frac{\alpha}{\alpha_d}\right) \partial_\eta p \partial_y \phi = F_v \quad (73)$$

$$\partial_t U + m_x [\partial_x (Uu) + \partial_y (Vu)] + \partial_\eta (\Omega u) + \mu_d \alpha \partial_x p + \left(\frac{\alpha}{\alpha_d}\right) \partial_\eta p \partial_x \phi = F_u \quad (74)$$

$$\partial_t W + \left(\frac{m_x m_y}{m_y}\right) [\partial_x (Uw) + \partial_y (Vw)] + \partial_\eta (\Omega w) - m_y^{-1} g \left[\left(\frac{\alpha}{\alpha_d}\right) \partial_\eta p - \mu_d\right] = F_w \quad (75)$$

$$\partial_t \mu_d + m_x m_y [U_x + V_y] + m_y \partial_\eta (\Omega) = 0 \quad (76)$$

$$\partial_t \phi + \mu_d^{-1} \left[m_x m_y (U \partial_x \phi + V \partial_y \phi) \right] + m_y \Omega \partial_\eta \phi - m_y g W = 0 \quad (77)$$

$$\partial_t Q_m + m_x m_y [\partial_x (U q_m) + \partial_y (V q_m)] + m_y \partial_\eta (\Omega q_m) = F_{Q_m} \quad (78)$$

V.4.5 Les équations rugissantes sous forme perturbée.

La réduction de certaines erreurs dans les calculs horizontaux du gradient de pression dans les erreurs d'arrondissement et dans le calcul de gradients verticaux serait préférable. Par conséquent, on définit alors de nouvelles variables, comme variables de perturbations d'un état hydrostatique équilibré de référence, ces variables satisferont les équations rugissantes pour une atmosphère au repos. Autrement dit, l'état de référence est dans l'équilibre hydrostatique. Il est seulement et strictement une fonction de « $\bar{z}$ ».

$$p = \bar{p}(\bar{z}) + p', \phi = \bar{\phi}(\bar{z}) + \phi', \alpha = \bar{\alpha}(\bar{z}) + \alpha', \mu_d = \bar{\mu}_d(x, y) + \mu_d \quad (79)$$

Les coordonnées « η » ne sont pas généralement horizontales, la référence de profil

« $\bar{p}, \bar{\phi}, \bar{\alpha}$ » sont fonction de (x, y, η) . La partie hydrostatiquement équilibrée des gradients de pression peut être enlevée sans approximation aux équations en utilisant ces variables de perturbation.

Ainsi :

$$\partial_t U + m_x [\partial_x (Uu) + \partial_y (Vu)] + \partial_\eta (\Omega u) + \mu_d \alpha \partial_x p' + \mu_d \alpha' \partial_x \bar{p} + (\alpha / \alpha_d) (\mu_d \partial_x \phi' + \partial_\eta p' \partial_x \phi) = F_u \quad (80)$$

$$\partial_t V + m_y [\partial_y (Uv) + \partial_y (Vv)] + \left(\frac{m_y}{m_x} \right) \partial_\eta (\Omega v) + (\mu_d \alpha \partial_y p' + \mu_d' \partial_y \bar{p}) + \left(\frac{\alpha}{\alpha_d} \right) (\mu_d \partial_y \phi' + \partial_\eta p' \partial_y \phi - \mu_d' \partial_y \phi) = F_v \quad (81)$$

$$\partial_t W + \left(\frac{m_x m_y}{m_y} \right) [\partial_x (Uw) + \partial_y (Vw)] + \partial_\eta (\Omega w) - m_y^{-1} g \left(\frac{\alpha}{\alpha_d} \right) [\partial_\eta p' - \bar{\mu} (q_v + q_c + q_r)] + m_y^{-1} \mu_d' g = F_w \quad (82)$$

L'équation de conservation de masse et l'équation du géopotential se transforment en :

$$\partial_t \Theta + m_x m_y [\partial_x (U\theta) + \partial_y (V\theta)] + m_y \partial_\eta (\Omega \theta) = F_\Theta \quad (83)$$

$$\partial_t Q_m + m_x m_y [\partial_x (Uq_m) + \partial_y (Vq_m)] + m_y \partial_\eta (\Omega q_m) = F_{Q_m} \quad (84)$$

Ainsi, dans le système de perturbation, la relation hydrostatique s'écrit comme suit :

$$\partial_\eta \phi' = -\bar{\mu}_d \alpha_d' - \alpha_d \mu_d' \quad (85)$$

Ces équations perturbées représentent les équations résolues dans l'ARW.

V.4.6 Discrétisation.

a) Discrétisation temporelle.

Pour la discrétisation temporelle, d'une manière générale, les modes de fréquences sont intégrés en utilisant l'arrangement de *Runge-Kutta* du troisième ordre (RK3), alors que les modes acoustiques à haute fréquence sont intégrés au-dessus d'un plus petit temps d'étapes pour maintenir la stabilité numérique. L'intégration « RK3 » se subdivise en trois étapes, pour y parvenir à une certaine solution de $\Phi(t)$ à $\Phi(t + \Delta t)$:

$$\Phi^* = \Phi^t + \left(\frac{\Delta t}{3} \right) R(\Phi^t) \quad (86)$$

$$\Phi^{**} = \Phi^t + \left(\frac{\Delta t}{2} \right) R(\Phi^*) \quad (87)$$

$$\Phi^{t+\Delta t} = \Phi^t + \Delta t R(\Phi^{**}) \quad (88)$$

La valeur de « Δt » représente l'étape du temps pour les modes de basses fréquences, ainsi que les indices supérieurs dénotent les niveaux de temps, et « Φ_t » représente les dérivées partielles de temps, et $R(\Phi)$ les limites restantes des équations dans ARW.

L'intégration acoustique est aussi une des discrétisations temporelles, il suffit d'intégrer une forme de perturbation des équations rugissantes en utilisant la définition des petites variables.

$$V'' = V - V^{t^*}$$

$$\Omega'' = \Omega - \Omega^{t^*}$$

$$\Theta'' = \Theta - \Theta^{t^*}$$

$$\phi'' = \phi - \phi^{t^*}$$

$$\alpha_d'' = \alpha_d' - \alpha_d'^{t^*}$$

$$\mu_d'' = \mu_d' - \mu_d'^{t^*}$$

b) Discrétisation spatiale.

La discrétisation spatiale du modèle d'ARW emploie la grille C d'Arakawa pour les variables. Les vitesses normales des variables thermodynamiques sont organisées dans une demi-longueur de grille.

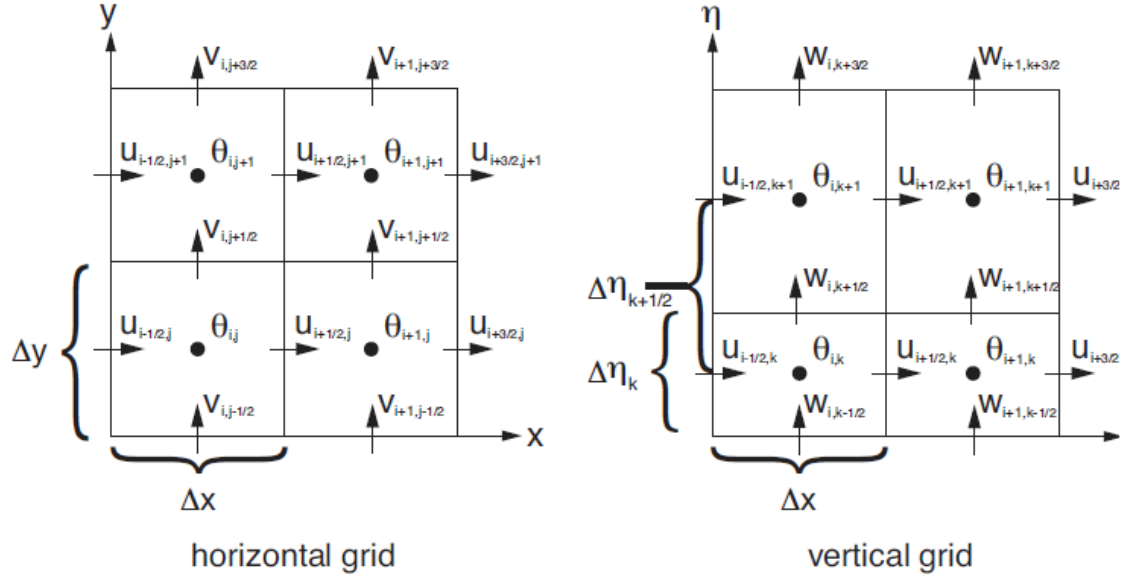


Figure 32: Grilles horizontale (Arakawa) et verticale du modèle ARW. [5]

Pour les équations acoustiques :

La vitesse verticale suivante k , ainsi, elle peut être couplée directement à la masse de colonnes sans faire la moyenne ou l'interpolation et les vitesses horizontales sont chancelées à la masse de colonnes.

Pour l'advection :

Les limites dans le modelé sont représentées sous forme de flux de divergence, et elles sont un sous-ensemble de limites de la relation hydrostatique représentées dans les équations suivantes :

$$R_{U_{adv}}^{t*} = -m_x \left[\partial_x (Uu) + \partial_y (Vu) \right] + \partial_\eta (\Omega u) \quad (89)$$

$$R_{V_{adv}}^{t*} = -m_y \left[\partial_x (Uv) + \partial_y (Vv) \right] + (m_x / m_y) \partial_\eta (\Omega v) \quad (90)$$

$$R_{\mu_{adv}}^{t*} = -m_x m_y \left[\partial_x U + \partial_y V \right] + m_y \partial_\eta (\Omega v) \quad (91)$$

$$R_{\theta_{adv}}^{t*} = -m_x m_y \left[\partial_x (U\theta) + \partial_y (V\theta) \right] + m_y \partial_\eta (\Omega \phi) \quad (92)$$

$$R_{W_{adv}}^{t*} = -(m_x m_y / m_y) \left[\partial_x (Uw) + \partial_y (Vw) \right] + \partial_\eta (\Omega w) \quad (93)$$

$$R_{\phi_{adv}}^{t*} = -\mu_d^{-1} \left[m_x m_y (U \partial_x \phi + V \partial_y \phi) + m_y \Omega \partial_\eta \phi \right] \quad (94)$$

Pour l'équation de conservation de masse, la divergence de flux est discrétisée en utilisant un 2nd ordre centré approximation :

$$R_{\mu_{adv}}^{t^*} = -m_x m_y \left[\partial_x U + \partial_y V \right]^{t^*} + m_y \partial_\eta \Omega^{t^*} \quad (95)$$

Les discrétisations spatiales précises dues 2nd à 6th ordre du flux de divergence sont disponibles dans le modèle WRF-ARW pour les grandeurs scalaires et le géopotential en utilisant l'intégration du temps RK3.

V.5 Mise en œuvre du modèle WRF.

La compilation se déroule en 2 étapes :

1. La compilation du système de prétraitement WRF Preprocessing System (WPS).
2. La compilation du noyau ARW.

Ces deux éléments partagent les routines d'entrées et de sorties tandis que la compilation se fait sur les machines du cluster du Centre de Calcul de l'Université de Bourgogne (CCUB).

Mais la mise en œuvre du programme est subdivisée en plusieurs programmes principaux :

- Le système de prétraitement de WRF (WPS)
- WRF-VAR
- La résolution ARW
- Outils de traitement et de visualisations.

V.5.1 System prétraitement (WPS).

Le système de prétraitement (WPS) est un ensemble de trois programmes dont le rôle collectif est de préparer la donnée d'entrée au programme « real.exe » pour les simulations de données réelles. Chaque programme exécute un stade de la préparation : Le « geogrid » définit des domaines et interpole des données géographiques statiques aux grilles : « ungrib » extrait des champs météorologiques des fichiers au format de GRIB : « metgrid » interpole horizontalement les champs météorologiques extraits par « ungrib » aux grilles définies par « geogrid ».

Ces caractéristiques principales incluent :

- Les données météorologiques de divers centres du monde Grib1 ou 2.
- Les projections de carte (les stéréographiques polaires, la Lambert, le Mercator et la Latitude-Longitude).
- Les emboitements.
- Les interfaces pour entrer d'autres données statiques.

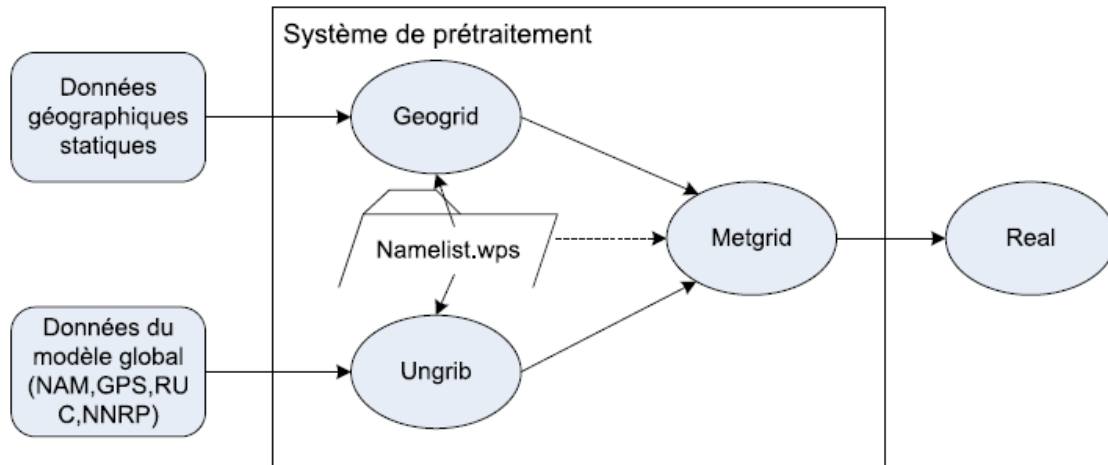


Figure 33: Système de prétraitement [5]

a) Le programme « geogrid ».

Le but de « geogrid » est de définir les domaines de simulation et d'interpoler des ensembles de données terrestres différentes aux grille-modèles. Le domaine de simulation est défini en utilisant des renseignements spécifiés par l'utilisateur dans la partie « geogrid » du fichier namelist.wps. Par défaut, en calculant la latitude et la longitude pour chaque point de grille, « geogrid » interpolera des catégories de sol, la catégorie d'utilisation de terrain, l'altitude de terrain, la température moyenne annuelle du sol profond, la fraction de végétation mensuelle, l'albédo de neige maximum aux grille-modèles. Plusieurs des ensembles de données sont disponibles pour une seule résolution, mais d'autres sont disponibles dans les résolutions de 30'', 2', 5' et 10'. L'utilisateur n'a pas besoin de télécharger toutes les résolutions disponibles pour un ensemble de données, bien que les champs interpolés soient généralement plus représentatifs si une résolution de données de la source était près de laquelle du domaine utilisé de simulation.

Le programme « geogrid » est assez général pour être capable d'interpoler la plupart des champs continus et catégoriques aux domaines de simulation. Les ensembles de données nouvelles et supplémentaires peuvent être interpolés au domaine de simulation par l'aide du fichier de table, GEOGRID.TBL. Le fichier GEOGRID.TBL définit chacun des champs qui seront produits par « geogrid », il décrit les méthodes d'interpolation d'un champ, aussi bien que l'endroit d'hébergement ou l'ensemble de données de ce champ est trouvé.

b) Le programme « ungrib ».

Le programme « ungrib » lit des fichiers GRIB, interprète les données et les écrit dans un format simple, appelé le format intermédiaire. Les fichiers GRIB contiennent des champs météorologiques variables aux temps et sont au format d'un autre modèle global. Le programme « ungrib » peut lire les fichiers GRIB en version 1 (Grib1) et 2 (Grib2). En effet, les fichiers GRIB contiennent plus de champs météorologiques qui sont pour initialiser WRF. Tant les versions du format de GRIB utilisent des codes différents pour identifier les variables dans le fichier.

« Ungrib » utilise des tables des codes appelées Vtables, qui contient la liste des variables pour définir quels sont les champs pour extraire et pour écrire au format intermédiaire. Vtables est fourni avec le programme « ungrib ».

c) Le programme « metgrib ».

Le programme « metgrid » interpole horizontalement les données météorologiques au format intermédiaire qui sont extraites par le programme « ungrib » sur les domaines de simulation que le programme « geogrid » a bien défini. La production interpolée par « metgrid » peut alors être ingérée par le programme « real.exe ». Les durées de temps interpolées par « metgrid » sont définies dans la partie "share" de liste de nom du fichier namelist.wps de WPS, ils doivent être spécifiés individuellement dans le 'namelist ' pour chaque domaine de simulation. Puisque le travail du programme « metgrid », comme cela du programme « ungrib » est dépendant de temps, le programme « metgrid » est initialisé chaque fois qu'on dirige une nouvelle simulation.

Le contrôle de comment chaque champ météorologique est interpolé est fourni par le fichier METGRID.TBL. Concrètement, le fichier METGRID.TBL fournit une section à chaque champ et dans une section, il est possible de spécifier des options comme les méthodes d'interpolation.

V.5.2 WRF-VAR.

Ce programme est facultatif, mais il peut être employé pour intégrer des observations dans les interpolations des analyses créées par WPS. Il peut être également utilisé pour mettre à jour de l'état initial du modèle WRF.

V.6 Graphiques et outils de visualisation.

Ce sont des logiciels qui permettent de visualiser les données sorties en graphique. Les données de sortie sont dans le format de netCDF peuvent essentiellement être visualisées en utilisant n'importe quel logiciel capable de traiter ce format de données. Actuellement, trois programmes utilisés de post-traitement sont soutenus, NCL, RIP4, ARWpost (le convertisseur à GrADS et à Vis5D). NCL et RIP4 peuvent seulement lire des données dans le format de netCDF, tandis qu'ARWpost peut lire des données dans le format de GRIB1 et netCDF.

V.6.1 NCL, Graphique NCAR.

Graphique NCAR était un outil graphique qui fournit les ingrédients de base pour créer des figures complexes grâce à des fonctions qui peuvent être appelées par des programmes en Fortran ou en C. Une interface de programmation pour l'outil de graphiques NCAR a été développée. Les interfaces de programmation fournissent l'accès à des utilitaires graphiques complexes comme la détection de contours, la projection sur la carte de la terre et le tracé du vecteur vitesse. [8]

V.6.2 RIP4.

RIP4 a été développé depuis 1991, essentiellement par Mark Stoelinga tant à NCAR qu'à l'Université de Washington [9] c'est un programme Fortran conçu pour être portatif à n'importe quel système UNIX et qui invoque des routines graphiques NCAR pour but de visualiser des ensembles de données météorologiques, essentiellement des données des

modèles numériques mésoéchelles. Il peut aussi être utilisé pour visualiser les données d'entrée du modèle ou les analyses de sortie sur les grilles du modèle. RIP est un composant officiel du modèle WRF, mais il pourrait potentiellement être utilisé avec la production de n'importe quel modèle numérique mésoéchelle.

V.6.3 GrADS.

Grid Analysis and Display System (GrADS) est un outil d'analyse et de visualisation interactif de données en sciences de la terre. Les données sont généralement en 4D (latitude, longitude, altitude et temps). Les opérations du GrADS peuvent être exécutées directement sur les données en entrant les expressions comme le langage FORTRAN à la ligne d'instruction et en mode interactif. [10]

V.6.4 Vis5D.

Pour avoir des images de visualisation en trois dimensions de données de sortie du modèle WRF, on peut utiliser le programme Vis5D, qui était le premier logiciel libre de visualisation en trois dimensions de données météorologiques.

V.7 Emboîtement.

En théorie le formalisme du modèle régional permet un raffinement "illimité", jusqu'aux échelles fines topo et microclimatiques.

Dans la pratique, cette possibilité se heurte toutefois à la contrainte des ressources informatiques (temps de calcul et stockage) et au réalisme des "conditions aux limites" (États de surface : Relief, occupation du sol, etc..). La descente d'échelle ou désagrégation se fait par emboîtements successifs de domaines dont la résolution (c'est-à-dire la taille de la maille) est améliorée entre chaque domaine d'un facteur 2 à 5.

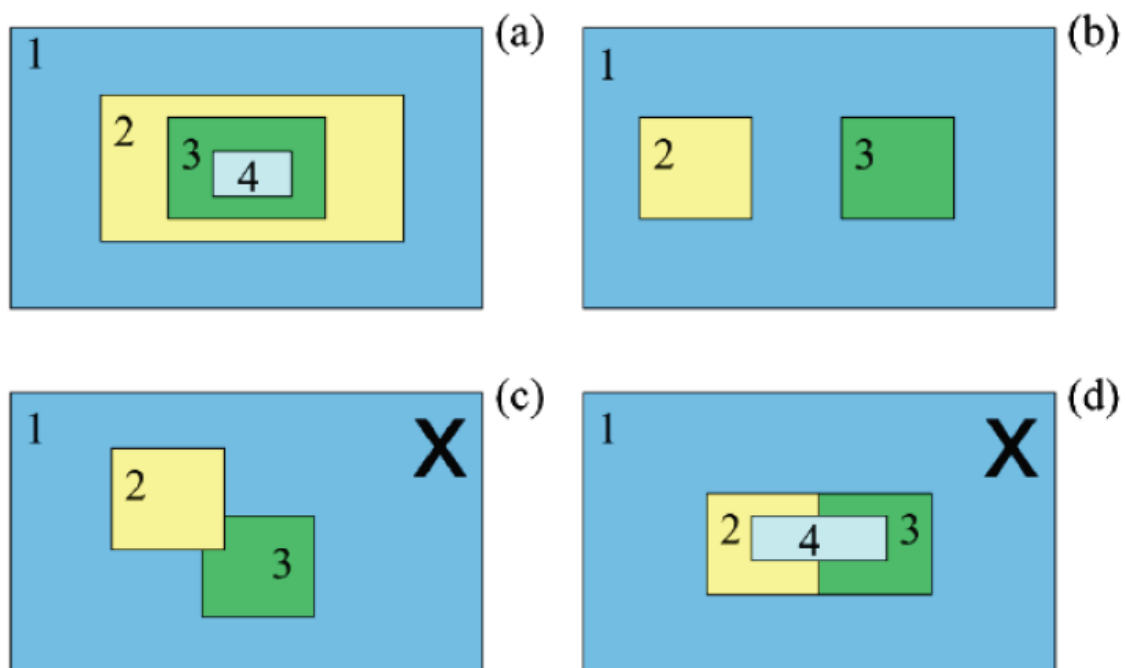


Figure 34: Configurations d'emboîtement autorisées et non autorisées par le modèle. [5]

Actuellement, il est possible de choisir un emboîtement dit « two-way » ou « one-way ». En « one-way », seul le domaine grossier peut affecter le domaine plus fin. Les conditions limites du domaine fin sont dérivées de celles du domaine grossier par interpolation.

En « two-way » les résultats sur le domaine fin peuvent affecter la solution sur le domaine grossier, par conséquent l'interaction est totale entre les différents domaines.

V.8 Configuration du modèle WRF/ARW.

La configuration du modèle WRF/ARW, nous intéressons sur le cas de données réelles pour la simulation. Après l'installation du module WPS, WRF, les données réelles sont fournies par le Système de Prétraitement (WPS). Fonctionnellement, WPS produit les données de sortie qui sont introduites ensuite au programme « real.exe » comme les données d'entrée. WPS envoie des données ci-dessous qui sont prêtes à être utilisées dans le programme « Real.exe ».



Figure 35: Etape de la simulation du modèle.

V.8.1 Module WPS.

Les trois étapes principales pour l'exécution du prétraitement WPS.

- Définir un domaine du modèle et des domaines emboîtés avec « geogrid ».
- Extraire des données météorologiques des ensembles de données GRIB pour la simulation en période avec « ungrib ».
- Interpoler horizontalement des données météorologiques aux domaines du modèle avec « metgrid »
 - a) Définir un domaine du modèle avec « geogrid »

Les domaines sont définis dans la partie "geogrid" du fichier 'namelist.wps' et, en plus, les paramètres dans la partie « share » doivent également être bien rédigés. Les champs de base à configurer sont :

max_dom = 3,

La valeur de ce champ spécifie le nombre total de domaines, en incluant le domaine parental et les domaines emboîtés dans la simulation, c'est le cas actuel.

geog_data_path = '/home/meteo/WRF/geog'

C'est une chaîne de caractères qui signifie le chemin, relatif ou absolu, à l'endroit d'où les fichiers de sortie de « geogrid » devraient être écrits et lus. La valeur implicite est './'.

```

parent_id      = 1, 1, 2
parent_grid_ratio = 1, 3, 3
i_parent_start  = 1, 16, 50
j_parent_start  = 1, 15, 50
e_we           = 100, 151, 190
e_sn           = 75, 151, 190
geog_data_res   = '10m','2m','30s',
dx             = 50000,
dy             = 50000,
map_proj        = 'mercator',

```

Après avoir bien configuré la partie « share » et la partie « geogrid », le programme « geogrid.exe » pourra être exécuté en façon parallèle ou non : `./geogrid.exe`
Ce message suivant serait affirmé si le programme « geogrid.exe » est bien exécuté :

```

!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!
! Successful completion of geogrid. !
!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!

```

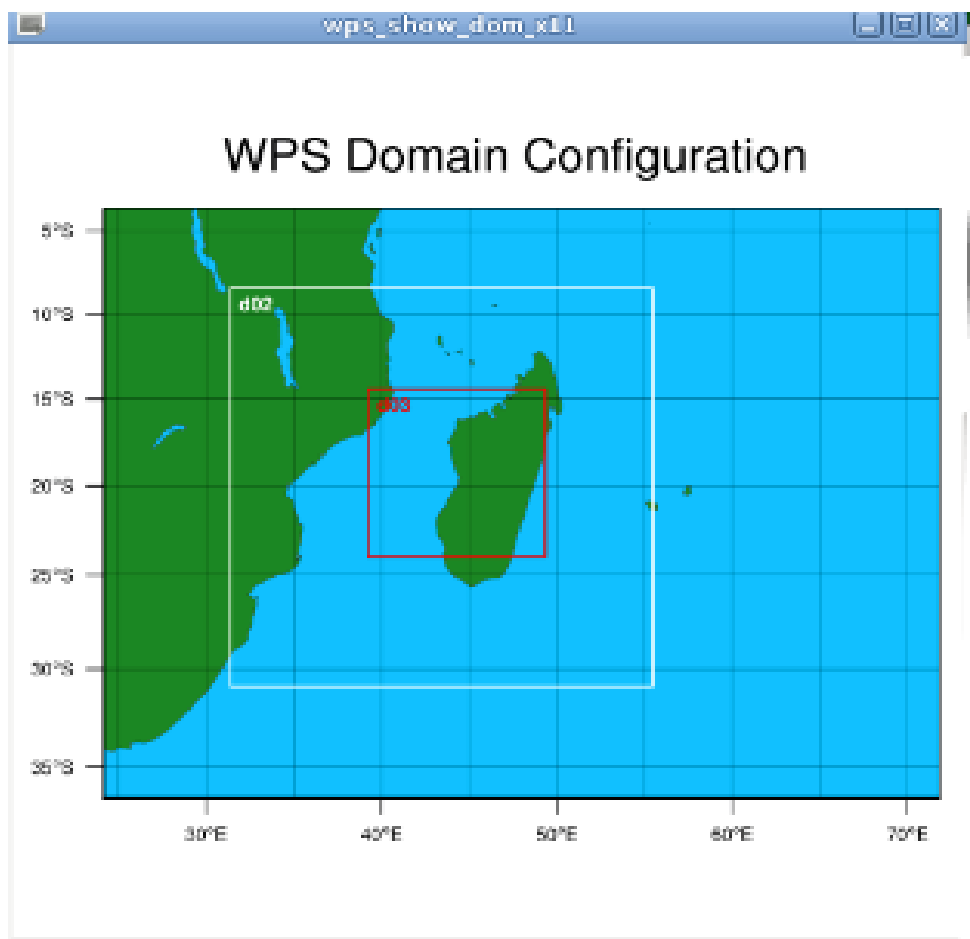


Figure 36: Présentation des domaines de simulation.

b) Extraire des fichiers GRIB avec « ungrib ».

Après avoir téléchargé des données météorologiques dans le format de GRIB, le premier pas dans l'extraction des champs au format intermédiaire implique de rédiger la partie « share » et « ungrib » du fichier 'namelist.wps'. Le même fichier qui a été rédigé pour définir les domaines de simulation.

La partie "share"

```
start_date = '2016-03-07_00:00:00','2016-03-07_00:00:00','2016-03-07_00:00:00',  
end_date = '2016-03-08_18:00:00','2016-03-08_18:00:00','2016-03-08_18:00:00',
```

Ces champs représentent deux listes de nombres entiers de MAX_DOM éléments qui spécifient la date du début et la fin en temps universel de la simulation pour chaque domaine. On pourrait définir le format des données intermédiaires à être écrites par « ungrib ».

```
out_format = 'WPS',
```

Étant donné que le programme « ungrib » peut produire un volume important de la production, il est recommandé que la production doive être redirigée vers un fichier.

Ce message suivant serait affirmé si le programme « ungrib.exe » est bien exécuté :

```
!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!  
! Successful completion of ungrib. !  
!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!
```

c) Interpolation horizontale des données météorologiques avec « metgrib ».

Dans l'étape finale de l'exécution du WPS, les données météorologiques extraites par « ungrib » sont interpolées horizontalement vers les grilles de simulation définies par « geogrib ». Les dossiers namelist.wps sont pertinents pour le programme de « metgrid » l'exécution de la commande « ./metgrid.exe » peut se faire, et si tout se passe comme prévu un message s'affiche sur l'écran :

```
!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!  
! Successful completion of metgrid. !  
!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!
```

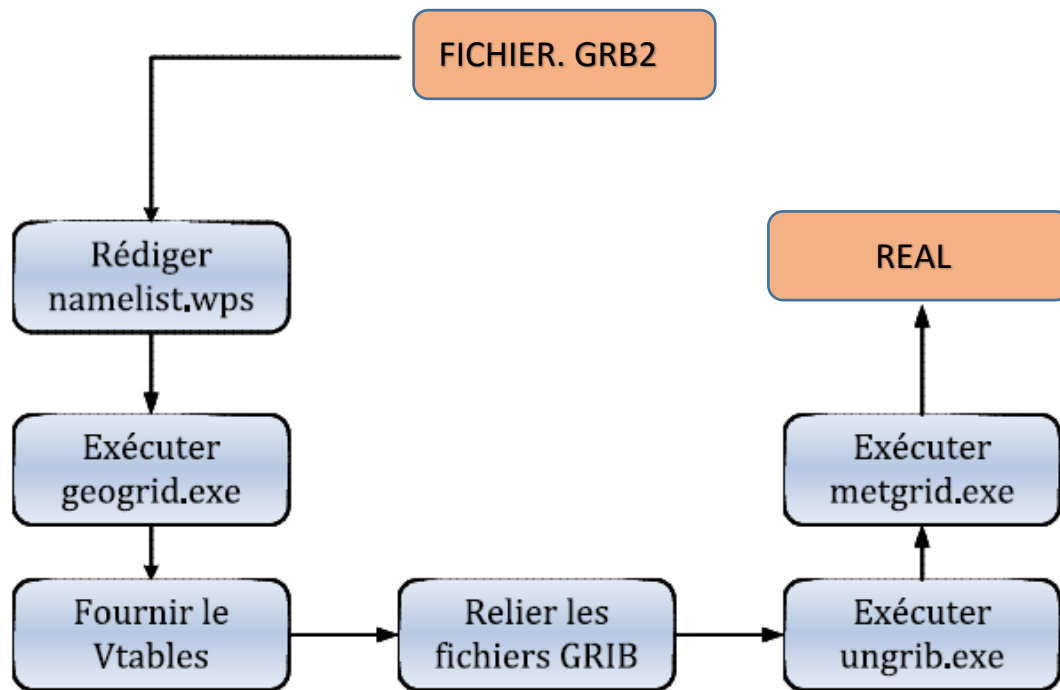


Figure 37: Processus de l'exécution des programmes du WPS

V.8.2 Parcours du modèle.

Ce module se compose de deux programmes « real.exe » et « wrf.exe ». Le processus de déploiement du module ARW est comme ceci suivant :



Figure 38: Processus de l'exécution des programmes du WRF.exe.

Ces deux programmes sont placés sous l'annuaire du « WRFV3/test/em_real »

- Real.exe :
Interpole verticalement les champs rencontrés pour modeler les niveaux crée les dossiers d'état initial et de frontière pour les cas des données observées.
- Wrf.exe :
Parcours la simulation du modèle WRF. Intègre numériquement la simulation du modèle.
Produis les dossiers du modèle.

PARTIE.III. APPLICATIONS ET INTERPRETATIONS DES RESULTATS

CHAPITRE.VI. SITUATION GEOGRAPHIQUE ET CLIMATIQUE DES HAUTES-TERRES DE MADAGASCAR.

VI.1 Situation géographique.

Madagascar se trouve dans l'hémisphère Sud, séparé de la côte Sud-Est de l'Afrique par le Canal de Mozambique, à 350Km des côtes Sud-Est de l'Afrique, il se positionne entre 11°57' / 25°30' de latitude Sud et 43°14' / 50°27' longitude Est, à cheval sur le Tropique du Capricorne.

L'île s'étend sur environ 1.500Km dans sa plus grande longueur et près de 500Km dans sa largeur. Un plateau central montagneux de 800m à 1.800m d'altitude les Hautes Terres dominant l'île et occupent les deux tiers de sa superficie (superficie totale de 587.041Km²). Partiellement volcaniques, les montagnes s'élèvent jusqu'à 2.876m à Maromokotro, dans le Massif du Tsaratanana au nord. La chaîne de l'Ankaratra atteint 2.643m d'altitude. À l'Est, le terrain s'abaisse en pente raide vers une étroite bande côtière au climat tropical chaud en bordure de l'Océan Indien, tandis qu'à l'ouest, il décline doucement vers une plaine côtière plus large bordant le Canal de Mozambique. [37]

VI.2 Situation climatique.

Pendant l'été ou la saison chaude, l'anticyclone de l'Océan Indien s'affaiblit et le régime d'alizé devient moins régulier, mais la partie Est de Madagascar reste toujours sous son influence. Pendant cette saison, des instabilités orageuses se développent presque quotidiennement sur toutes les régions, principalement les Hautes-Terres.

Les précipitations varient de 350mm sur la côte Sud-Ouest à près de 4.000mm dans la baie d'Antongil et le massif de Tsaratanana durant une année.

Le nombre moyen de jours de pluie est compris entre 30 à 250 j (jours) par an. Sur la côte et le versant Ouest ainsi que sur les plateaux, 90 à 95% du total annuel tombent le mois d'Octobre à Avril. Sur la côte et versant Est, il n'existe pas de saison sèche bien définie, mais seulement une diminution des précipitations en Septembre et Octobre.

La chaîne de montagnes suffisamment large de 60Km avec une altitude moyenne de 1.000m, se comporte comme un véritable mur. L'air, au lieu de franchir la chaîne, est dévié horizontalement dans le sens cyclonique, si bien que les lignes de courant et les isobares suivent approximativement les lignes de niveau. Il produit ainsi une dorsale anticyclonique sur l'arête montagneuse tandis que, de l'autre côté de la pente, isobares et lignes de courants prennent l'allure. [36]

L'existence des chaînes de montagnes sur les Hautes-Terres provoque l'effet de Foehn, qui se traduit par l'arrivée des courants d'Est en contact avec les Hauts Plateaux, d'où la perte d'humidité en évacuant vers le versant Ouest et le climat devient plus tempéré et sec. Sous le vent du plateau, il existe une petite dépression d'origine dynamique liée à la circulation du vent, qui est faible le matin, au cours la journée et par réchauffement (réchauffement par adiabatique) terrestre le creux dynamique s'accroît.

CHAPITRE.VII. ASSIMILATIONS.

Les dates du 29 Mars 2011 et 08 Mars 2016 feront l'objet de notre étude, c'est le début de la fin de saison chaude, on remarquera que les orages pouvant être violent sans que des phénomènes qui lui sont associés comme la Z.C.I.T ou des cyclones tropicaux.

On va suivre les étapes énoncées dans la partie II (METHODOLOGIE) pour ne pas perdre nos analyses.

VII.1 Analyse de la situation du 29 Mars 2011.

A) Simulation en Basse Troposphère.

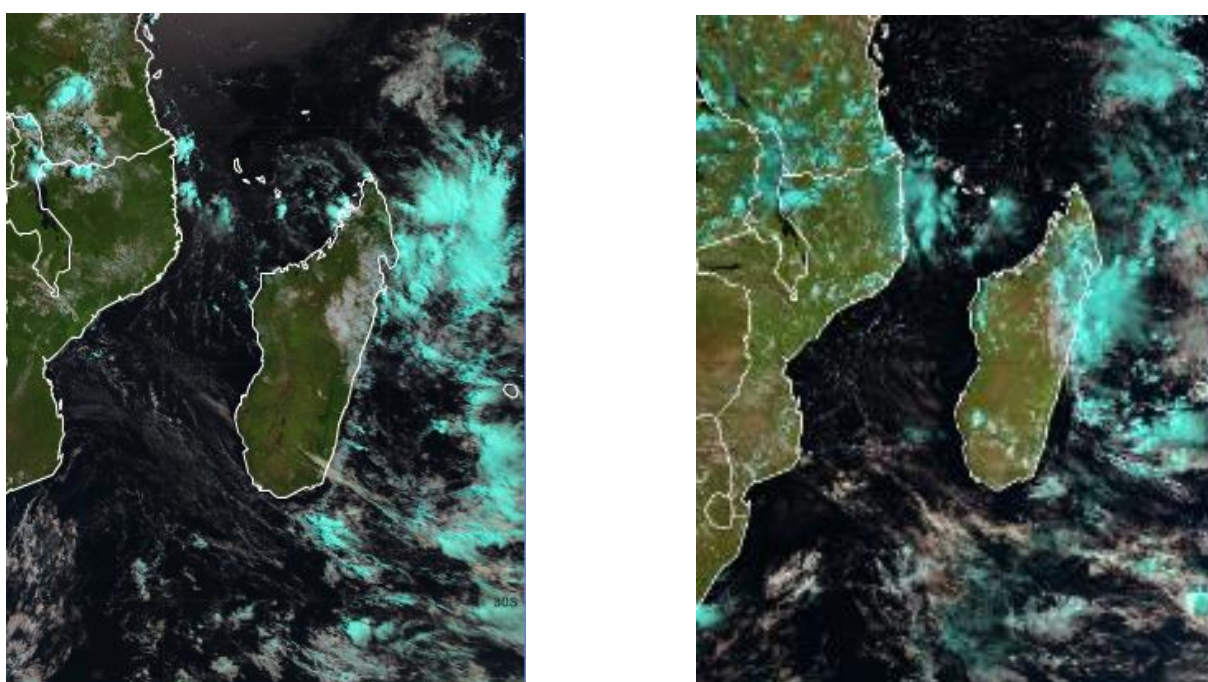


Figure 39: Photo satellite (RGB) du 28 Mars 2011 à 06TU et 12TU. [19]

Par le biais du site <http://www.eumetrain.org/>, nous pouvons procurer les deux photos (RGB) montrant l'évolution de la situation en 24heures. Le canal RGB est apte à suivre l'évolution nette de l'activité orageuse par rapport aux autres canaux comme l'infrarouge (IR) et vapeur d'eau (WV). EUMETRAIN est un projet de formation international parrainé par EUMETSAT pour augmenter l'utilisation des données satellites météorologiques.

- Passons à la situation générale de ces deux évènements.

DOMAINE MERE

Init: 2011-03-28_00:00:00
Valid: 2011-03-28_12:00:00

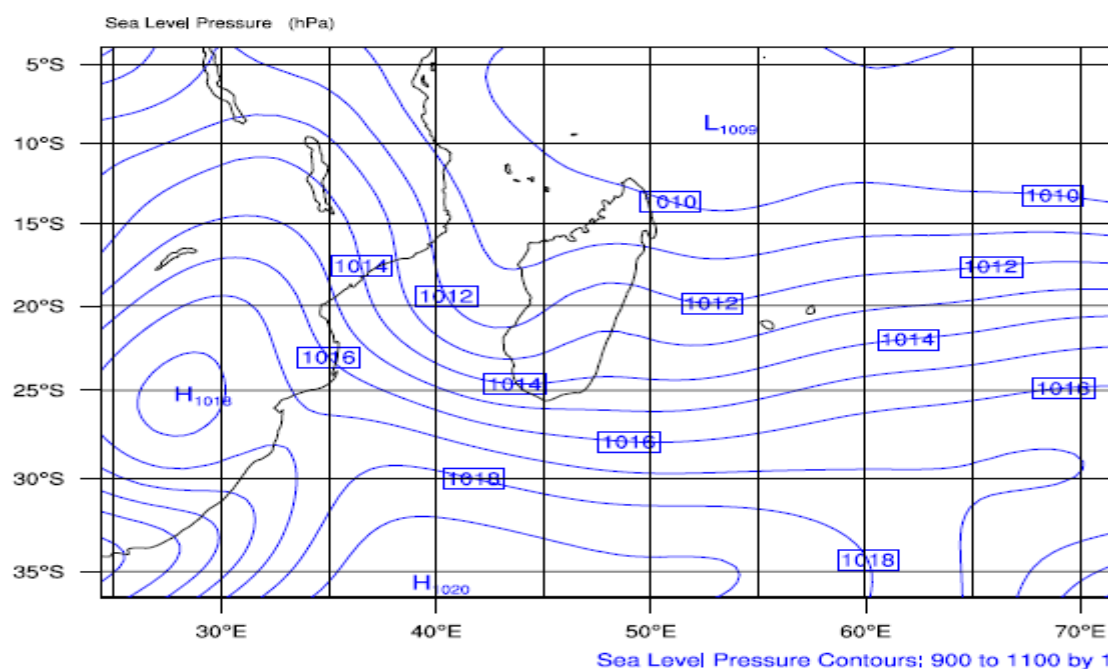


Figure 40: Situation isobarique le 28 Mars 2011 à 12TU.

Le 28 Mars 2011, un vaste anticyclone $1020hPa$ avait été centré au Sud du Canal de Mozambique provoquant un flux d'Est sur Madagascar, la pression atmosphérique sur le tiers Nord est en baisse par rapport à la valeur normale de pression qui est de $1013hPa$.

DOMAINE MERE

Init: 2011-03-28_00:00:00
Valid: 2011-03-29_12:00:00

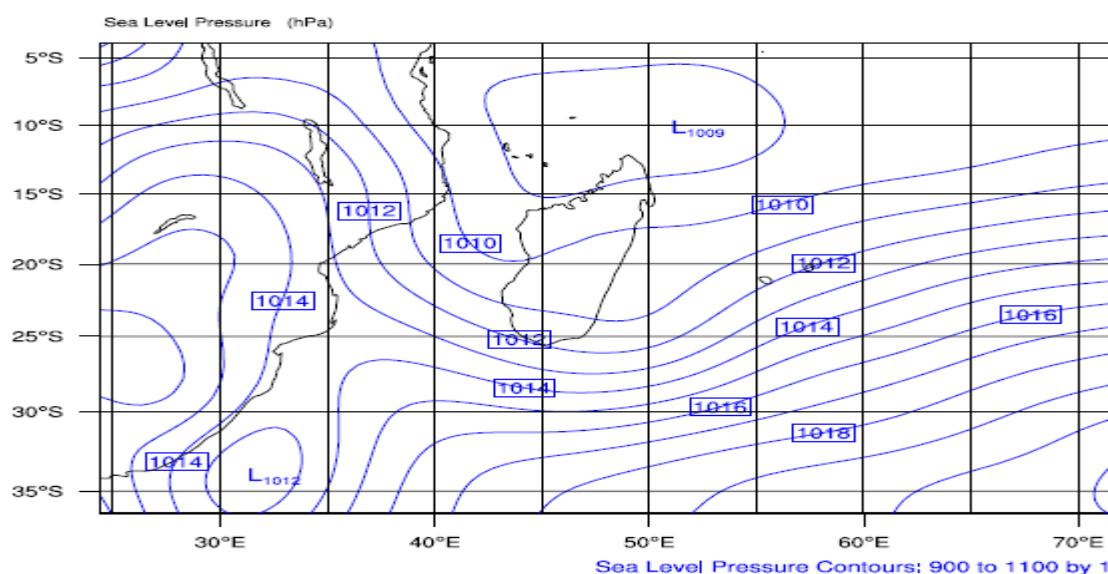


Figure 41: Situation isobarique le 29 Mars 2011 à 12TU.

Le 29 Mars 2011, l'anticyclone qui avait positionné au Sud du Canal de Mozambique, se déplace très rapidement. De ce fait, la basse pression s'accroît sur la majeure partie de Madagascar et un minimum s'est formé sur la pointe Nord de l'île, qui favorise l'instabilité de l'atmosphère. On peut dire déjà que, la situation est caractérisée par un faible régime d'alizé très instable à ce jour.

- Détection de la convergence de vents.

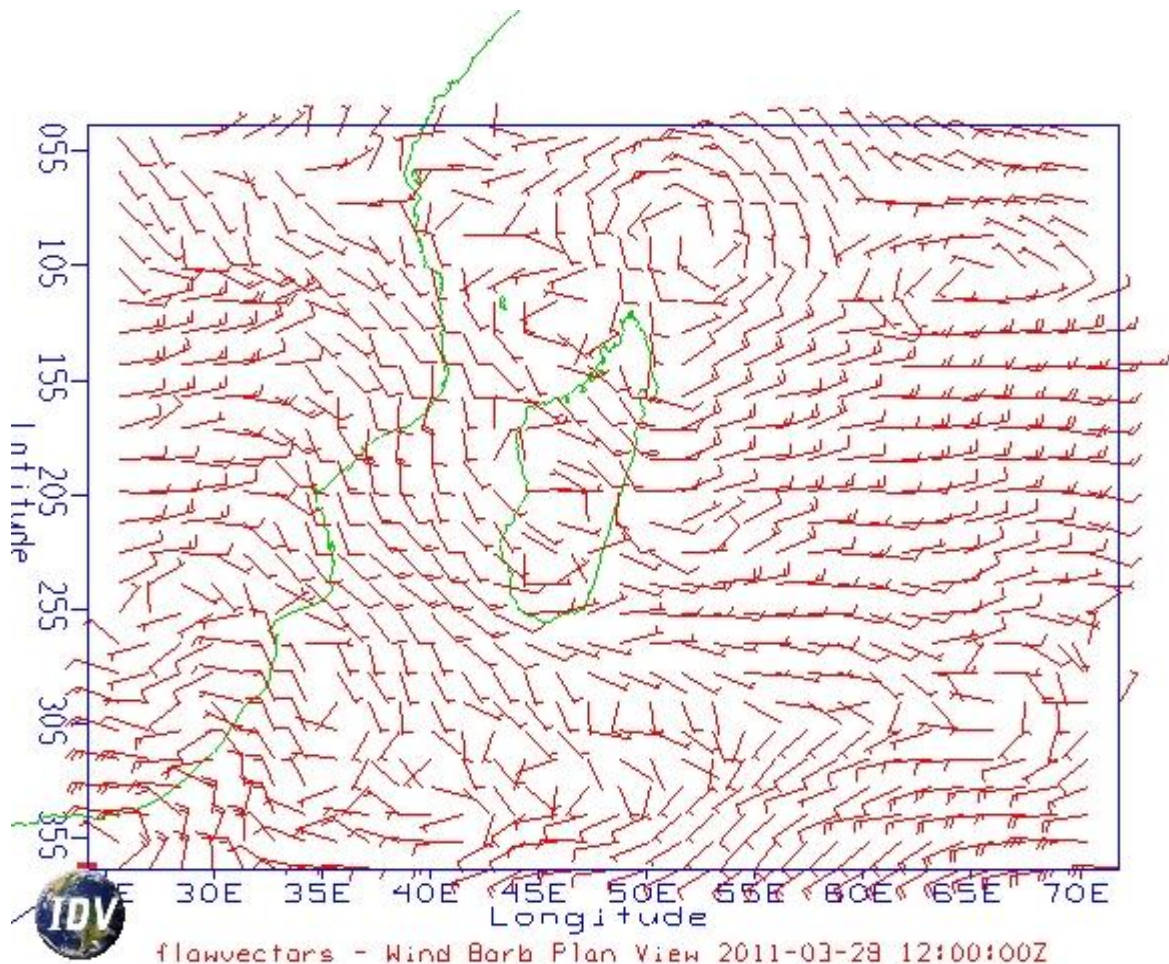


Figure 42: Directions et forces des vents au 850hPa le 28 Mars 2011 à 12TU.

Pour la journée du 28 Mars 2011 à 12TU, le vent d'Est avait dominé la totalité de la grande l'île, et la convergence de vent en surface n'était pas bien installée sur les régions des Hautes-Terres.

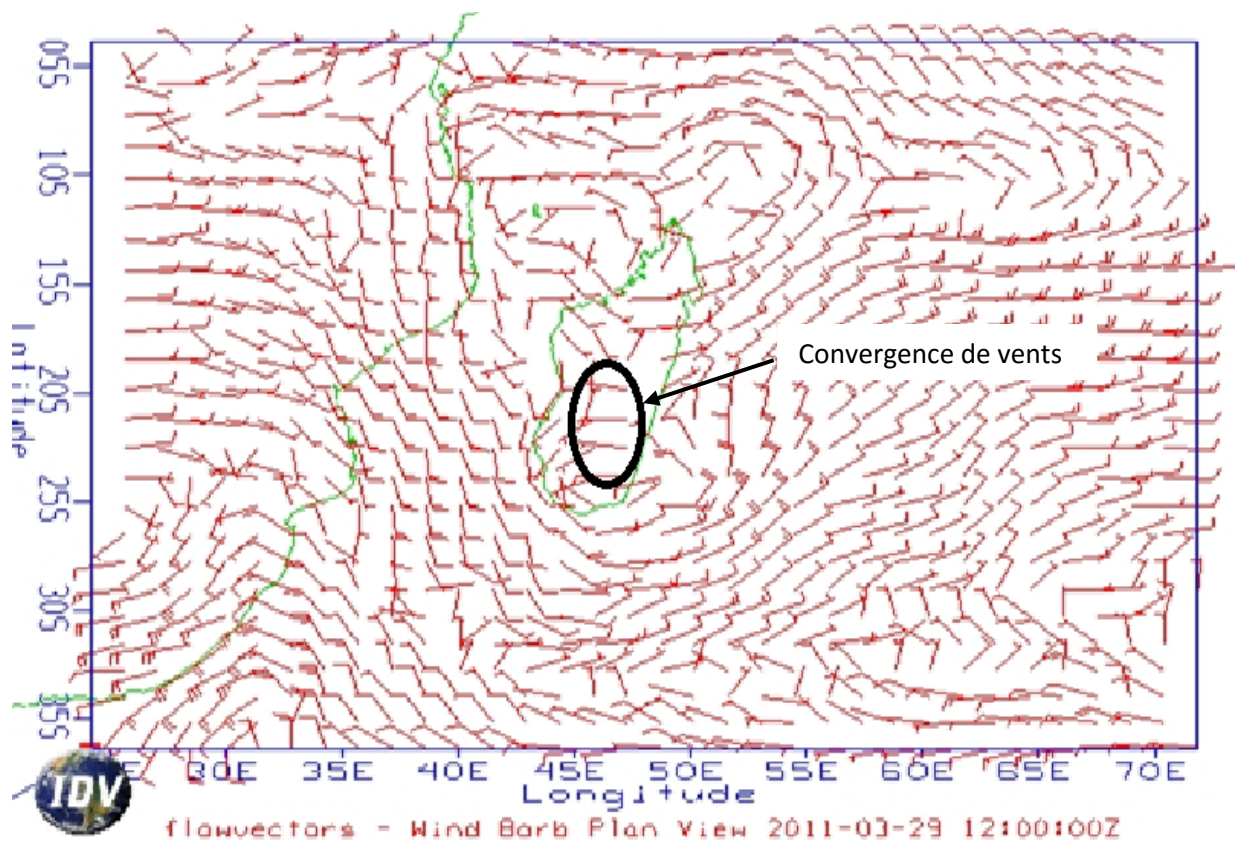


Figure 43: Directions et forces des vents au 850hPa le 29 Mars 2011 à 12TU.

La journée du 29 Mars 2011, la convergence du vent est très nette favorisant l'ascendance d'après l'étude faite dans la méthodologie.

REAL-TIME CAPE WRF

Init: 2011-03-28_00:00:00
Valld: 2011-03-30_18:00:00

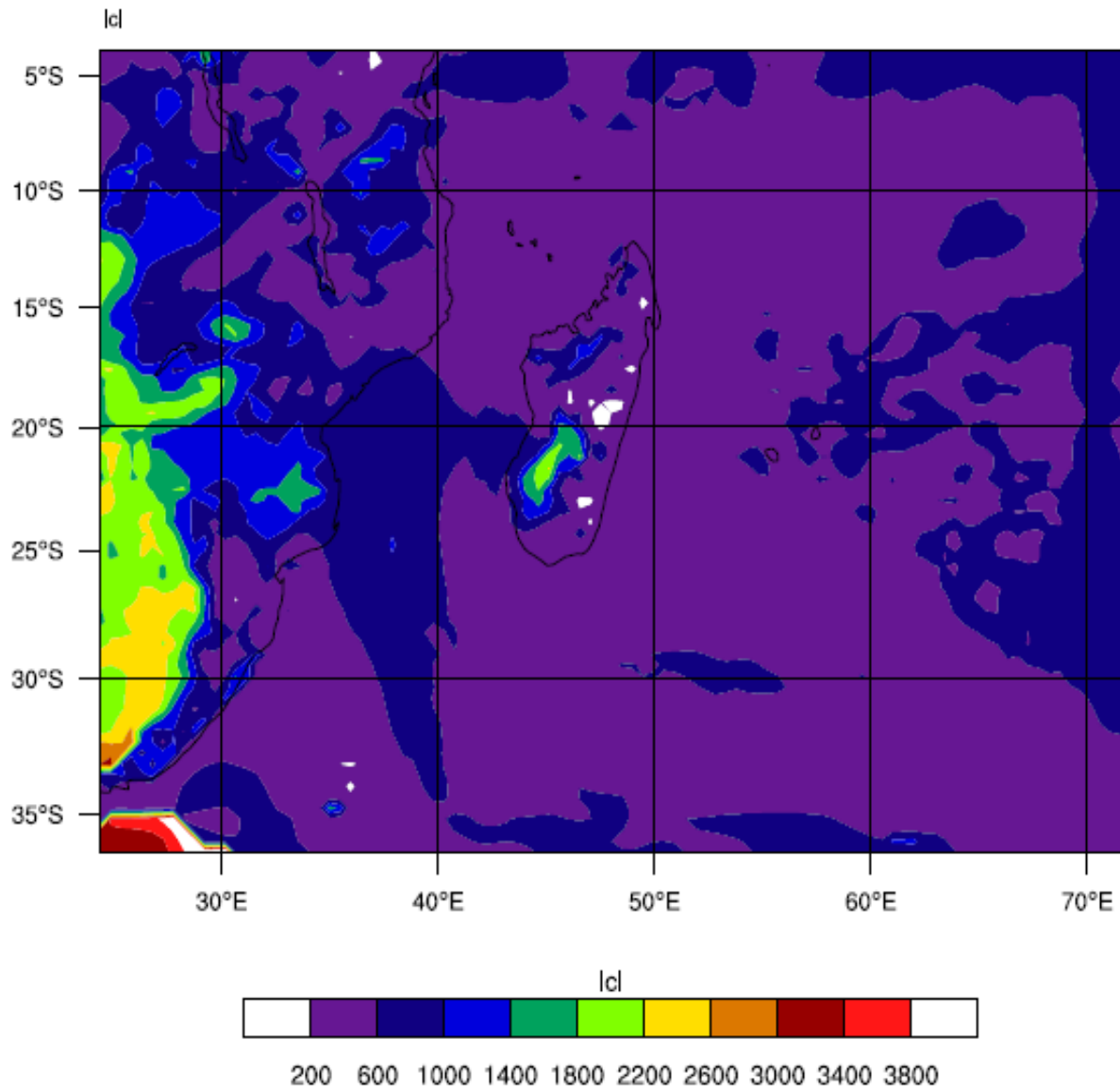


Figure 44: Cumul LCL du 28 Mars 2011 au 30 Mars 2011 (00TU/18TU).

Le niveau de condensation est de 200 à 1.000m, on peut dire qu'on a plusieurs types de nuages.

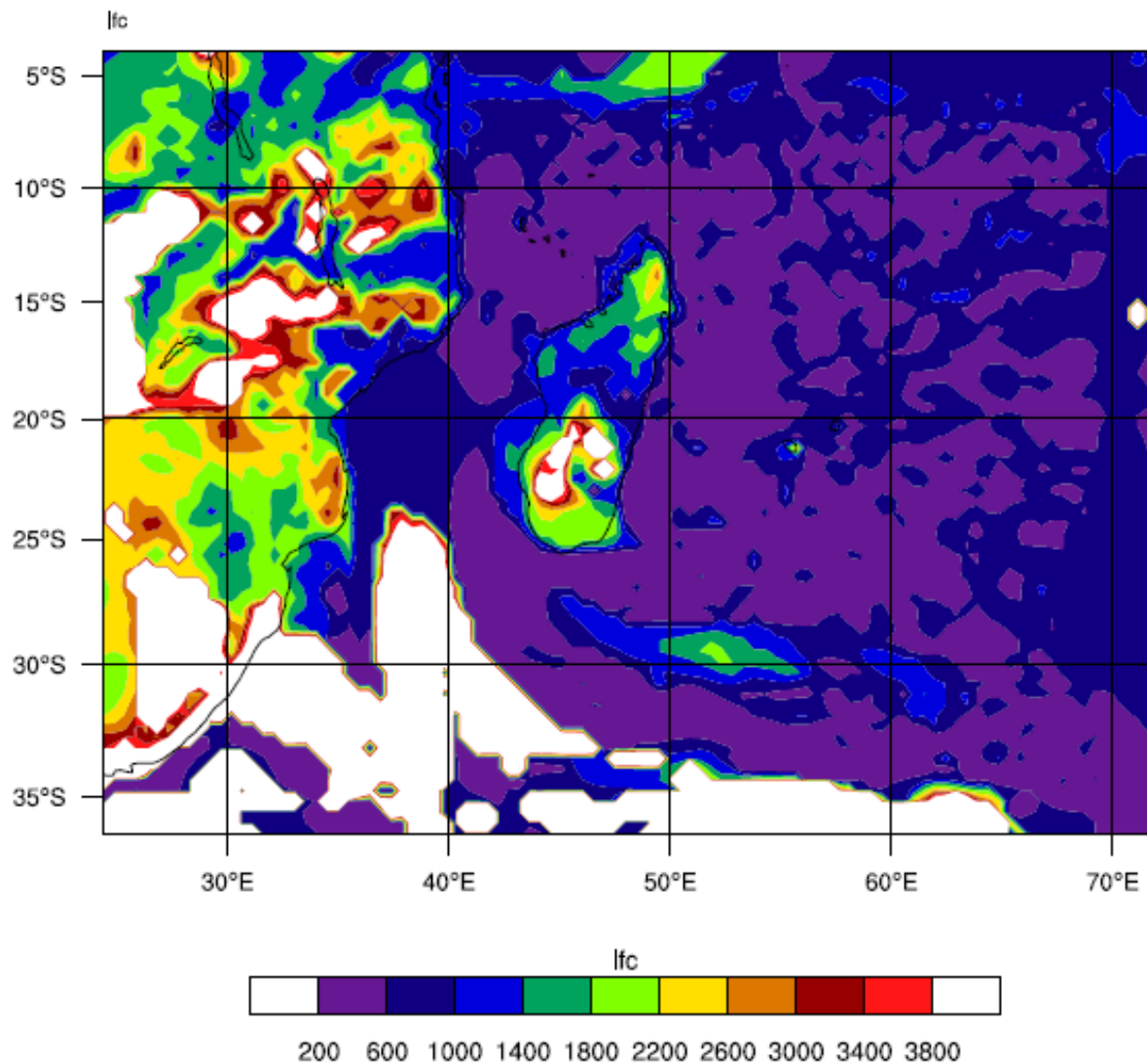


Figure 45 Cumul LFC du 28 Mars 2011 au 30 Mars 2011 (00TU/18TU).

Le paramètre LFC indique le niveau de convection libre qui est presque au même niveau que les points de condensation, la formation des nuages est donc favorable.

REAL-TIME CAPE WRF

Init: 2011-03-28_00:00:00
Vald: 2011-03-30_18:00:00

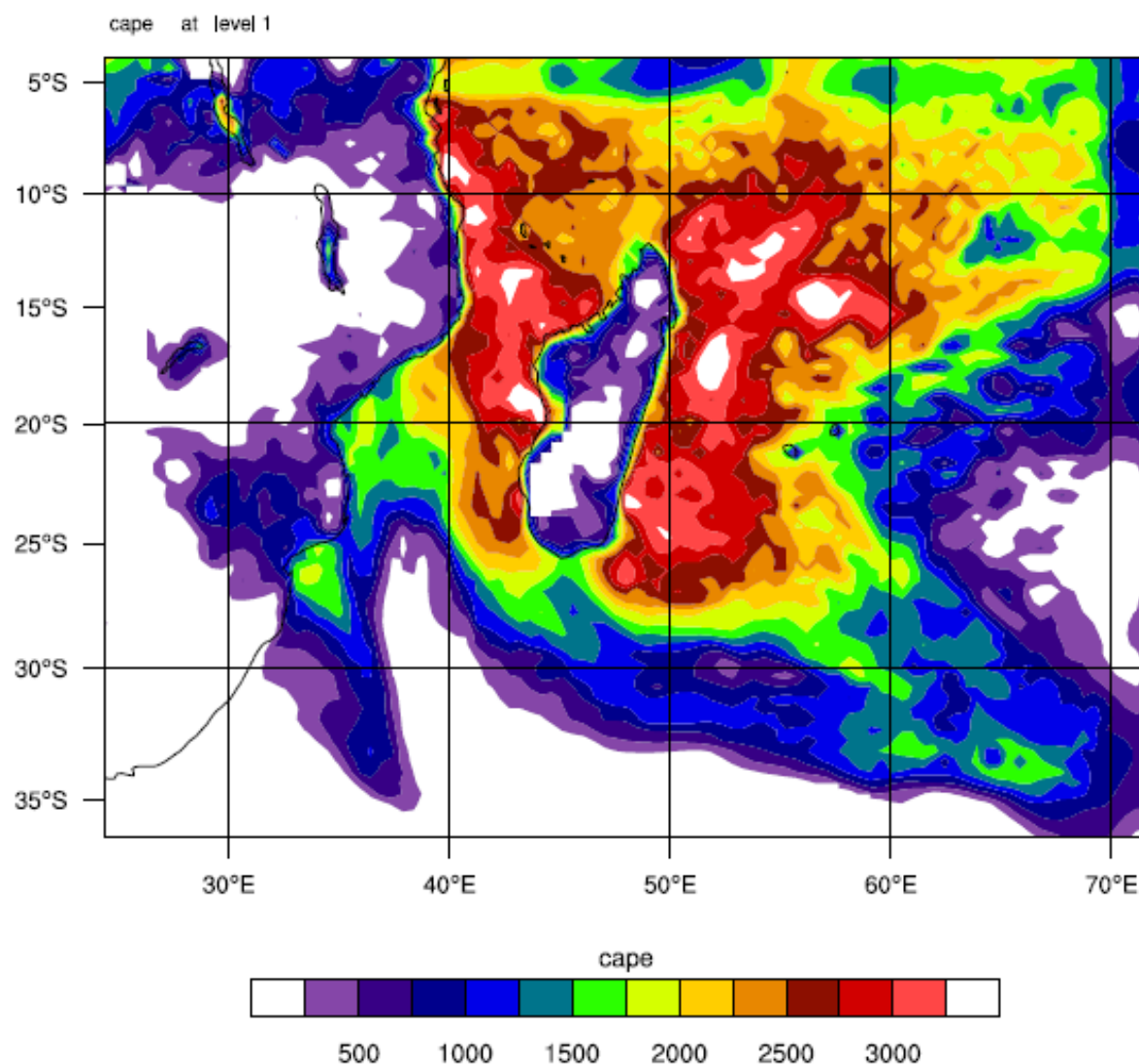


Figure 46: Cumul CAPE du 28 Mars 2011 au 30 Mars 2011 (00TU/18TU).

Vu l'importance des montagnes sur les Hautes-Terres, l'assimilation du paramètre CAPE n'est pas bien définie par WRF.

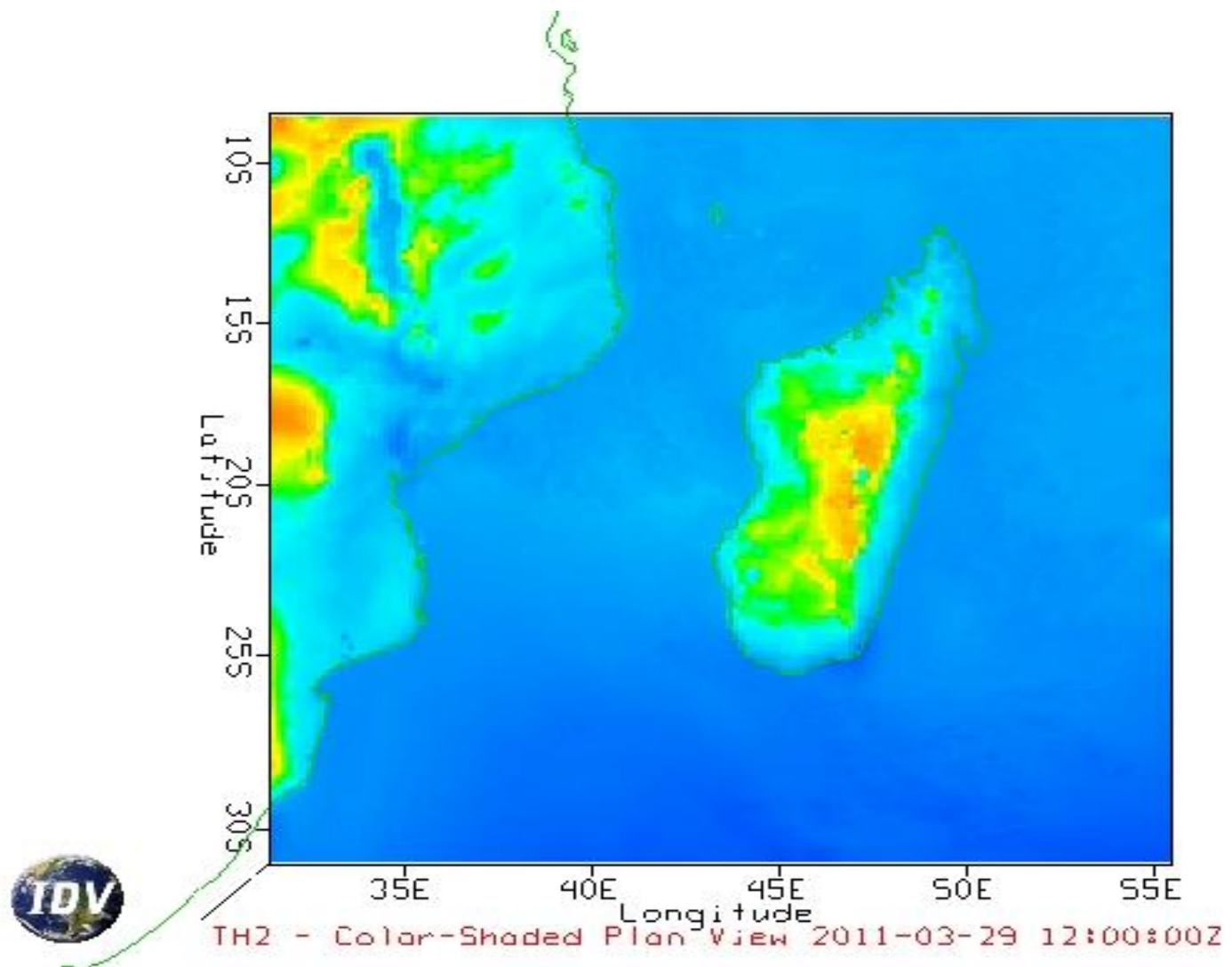


Figure 47: Thêta prime w à 850hPa le 29 Mars 2011 à 12TU.

Une forte concentration de θ'_w sur les Hautes-Terres est le signe d'instabilité de l'atmosphère à la base.

B) Simulations en Haute Troposphère.

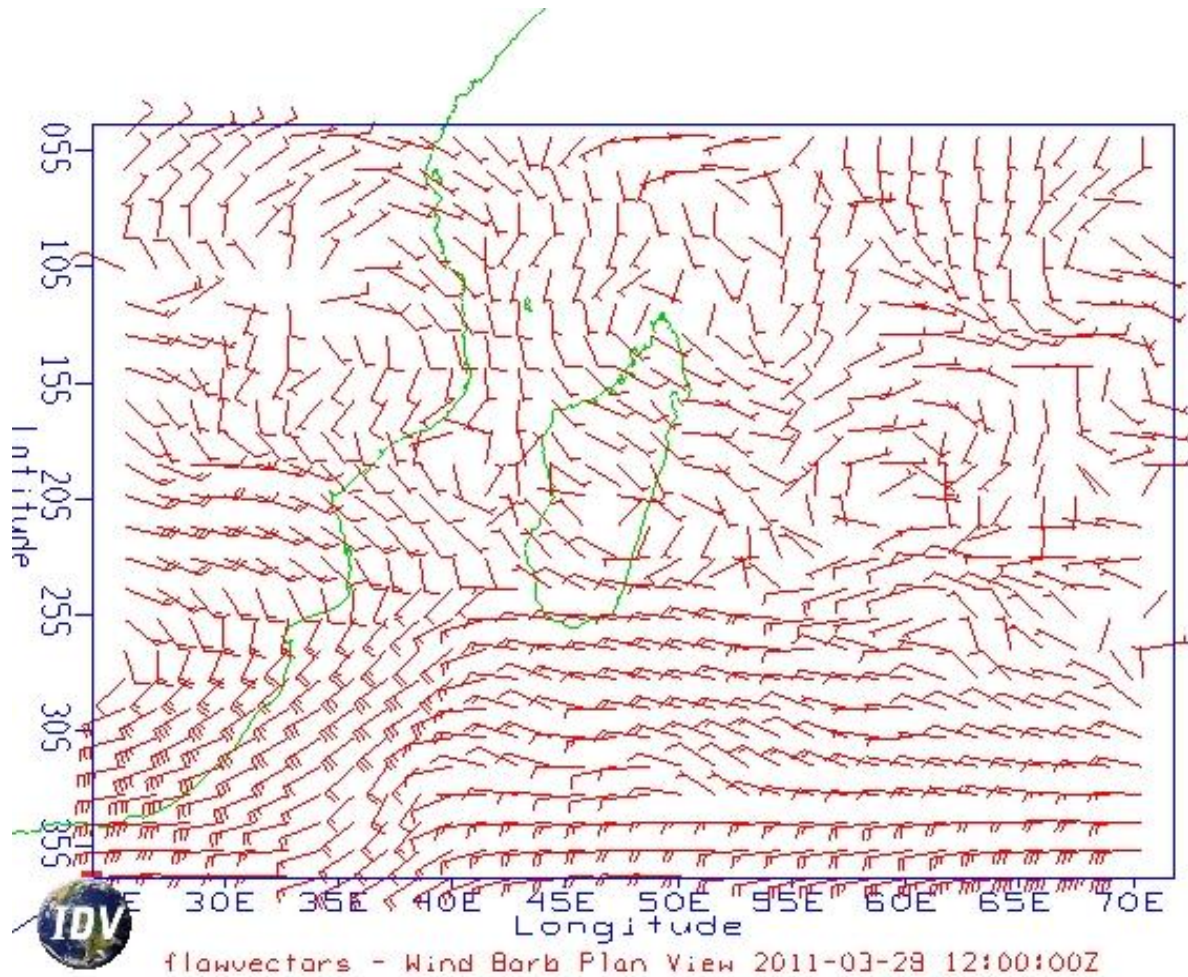


Figure 48: Jet en altitude : Direction et forces des vents au 300hPa le 28 Mars 2011.

On constate que le Jet n'est pas encore installé sur les régions des Hautes-Terres pour la journée du 28 Mars 2011 à 12UTC.

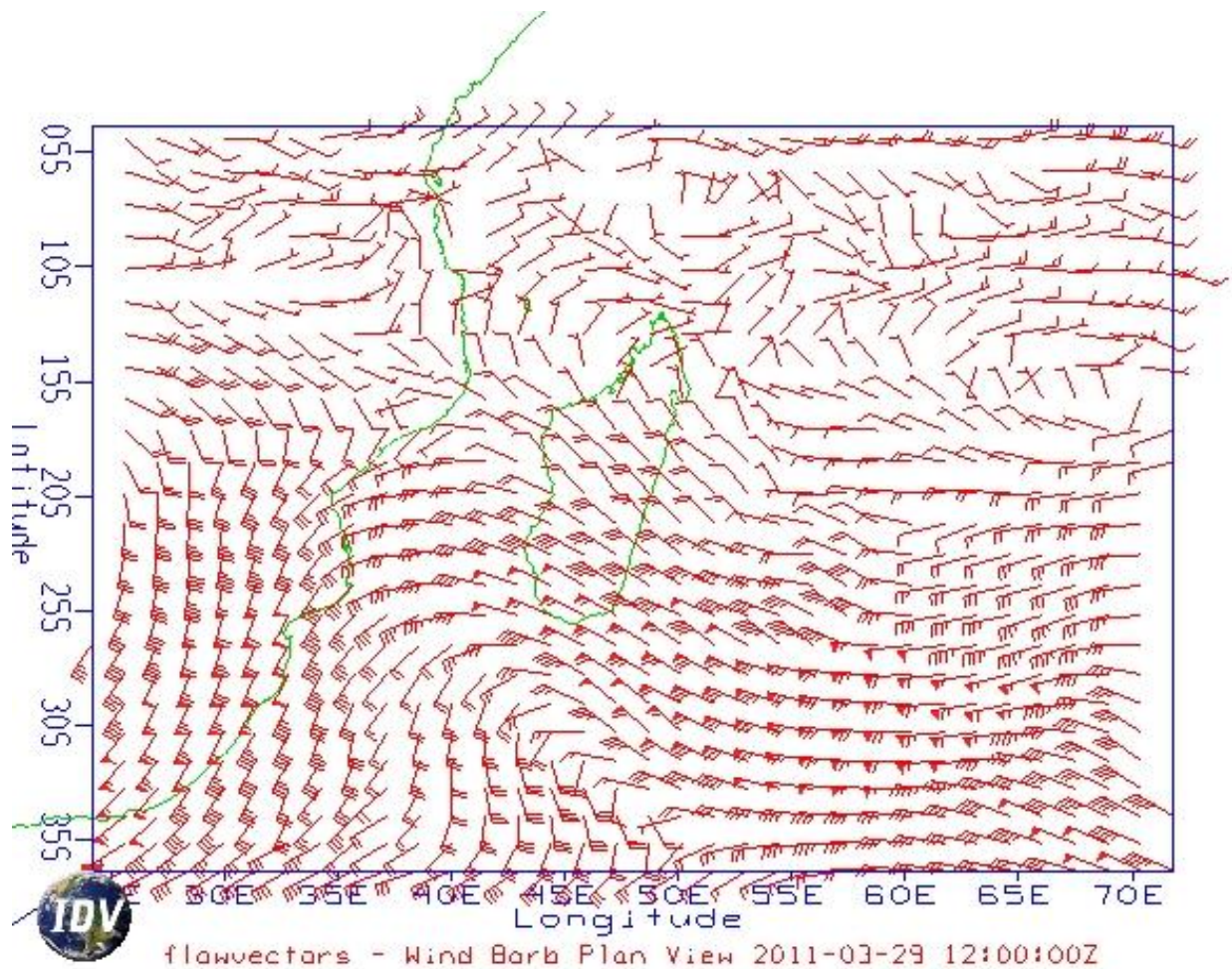


Figure 49: Jet en altitude : Directions et forces des vents au 300hPa le 29 Mars 2011.

L'arrivée du jet en altitude favorise l'instabilité de l'atmosphère, et provoque une ascendance pour qu'il y ait développement vertical des nuages.

REAL-TIME WRF

Init: 2011-03-28_00:00:00
Valid: 2011-03-28_12:00:00

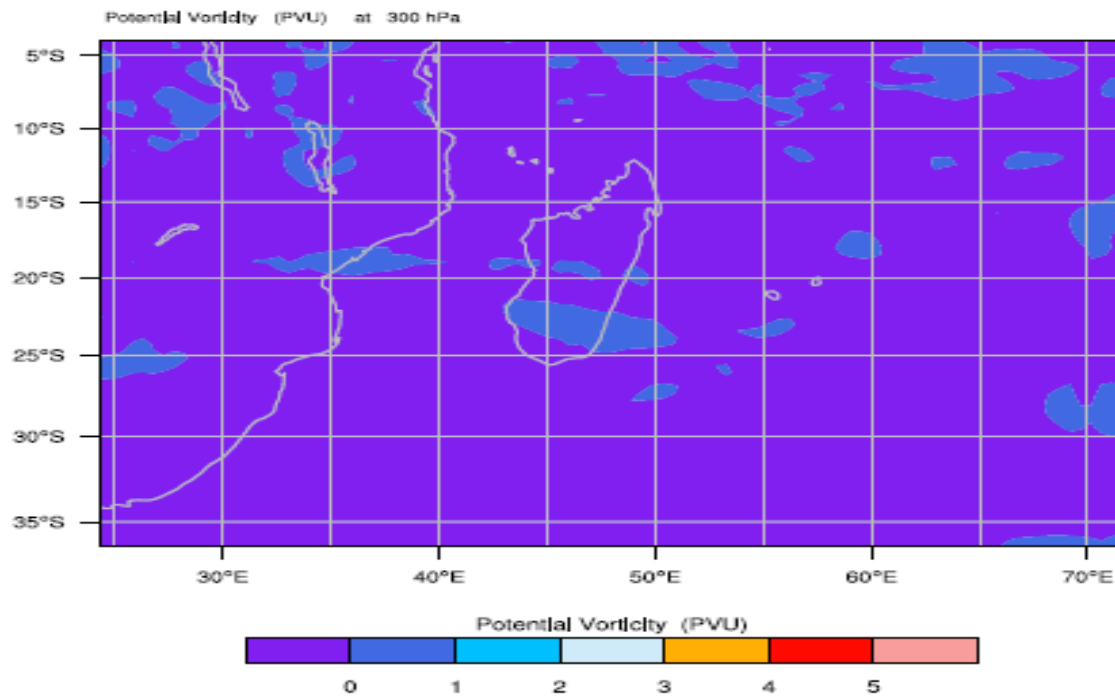


Figure 50: Tourbillon Potentiel au 300hPa le 28 Mars 2011 à 12TU.

REAL-TIME WRF

Init: 2011-03-28_00:00:00
Valid: 2011-03-28_18:00:00

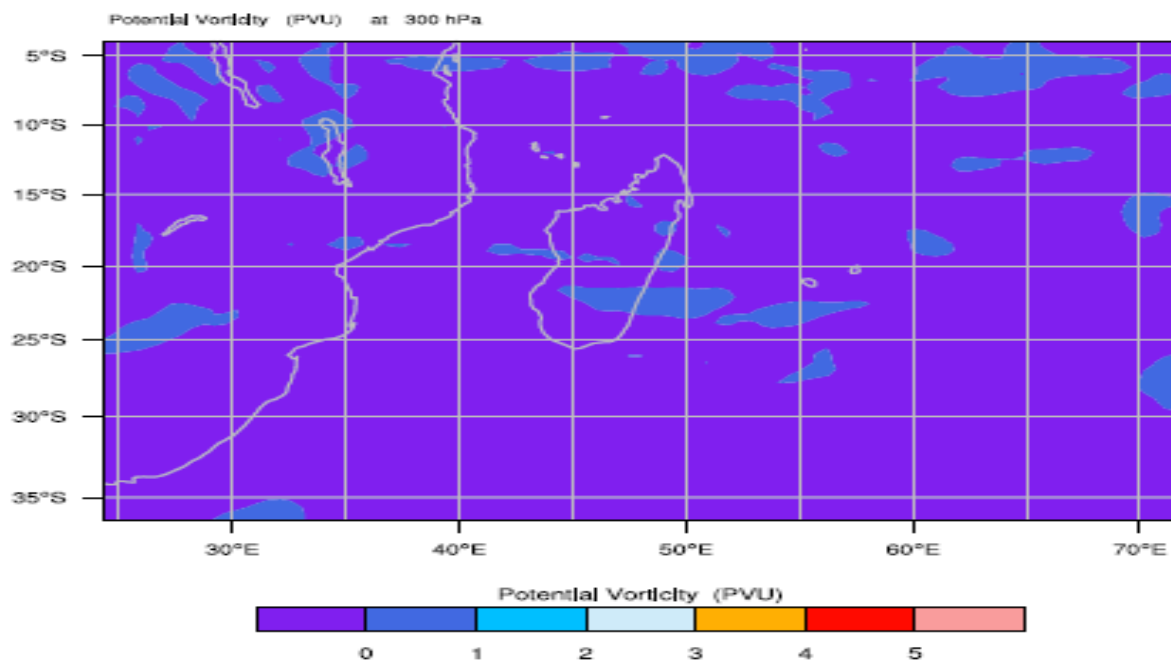


Figure 51: Tourbillon Potentiel au 300hPa le 28 Mars 2011 à 18TU.

Ce paramètre qui détermine l'anomalie de la tropopause est déjà amorcé le 28 Mars 2011

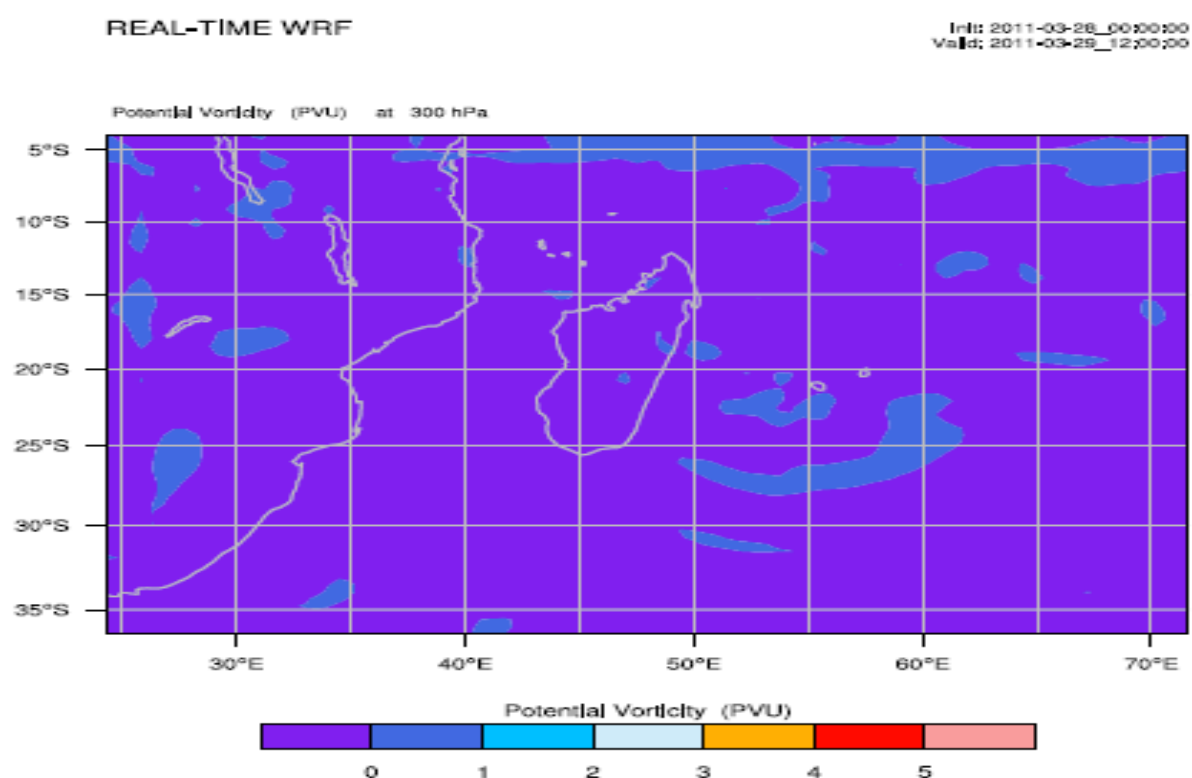


Figure 52: Tourbillon Potentiel au 300hPa le 29 Mars 2011 à 12TU.

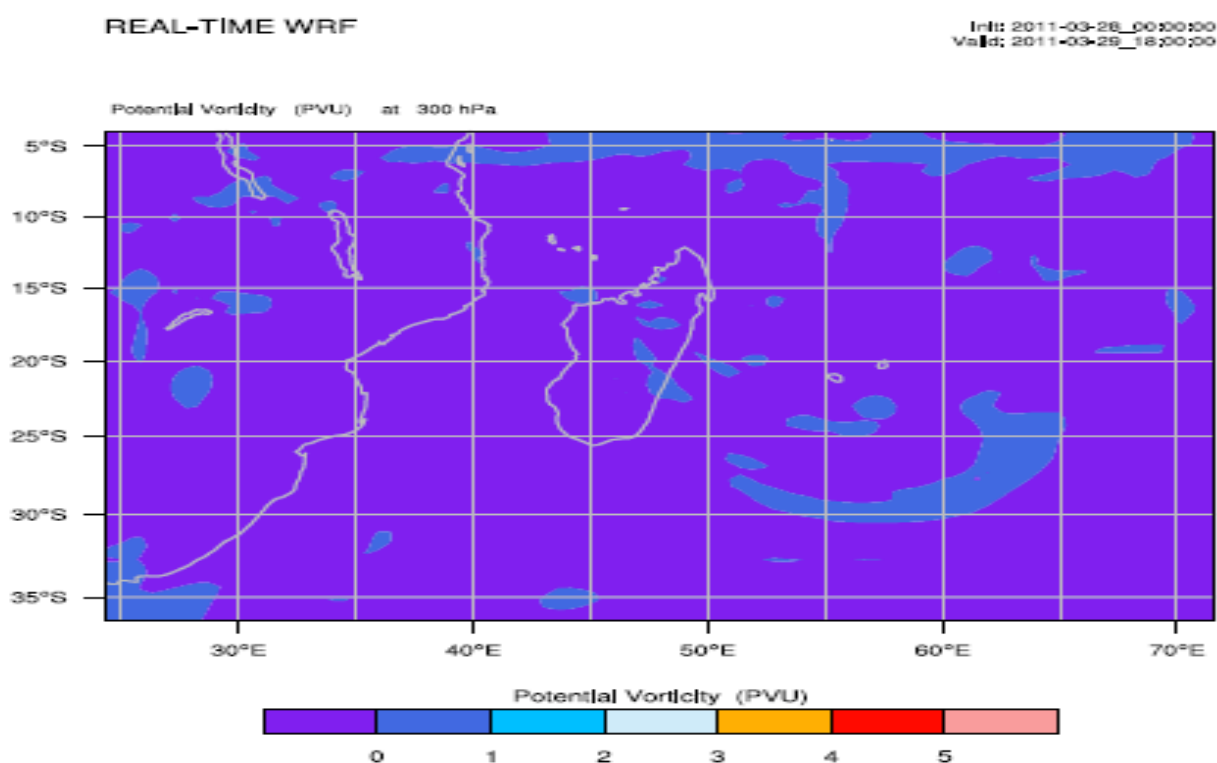


Figure 53: Tourbillon Potentiel au 300hPa le 29 Mars 2011 à 18TU.

La valeur est comprise entre 1 et 2PVU, on constate une baisse de valeur de PVU le 29/03/2011.

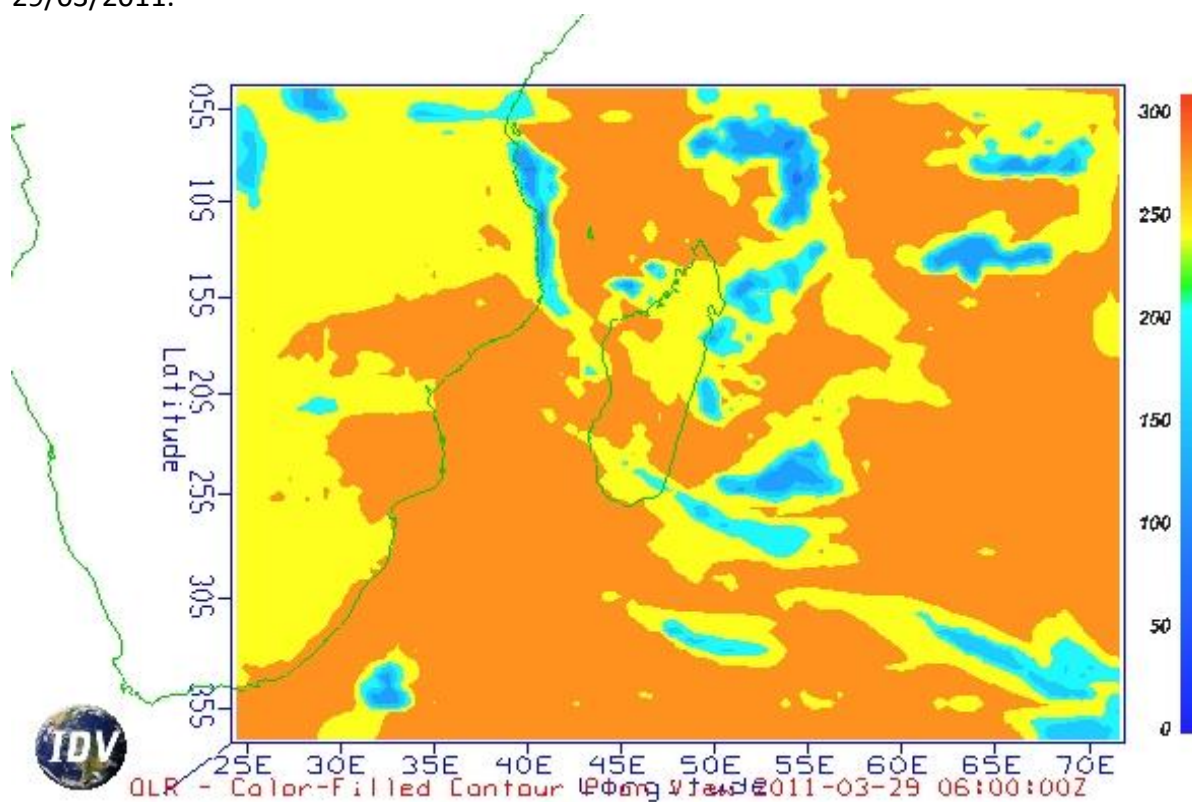


Figure 54: OLR du 29 Mars 2011 à 06TU.

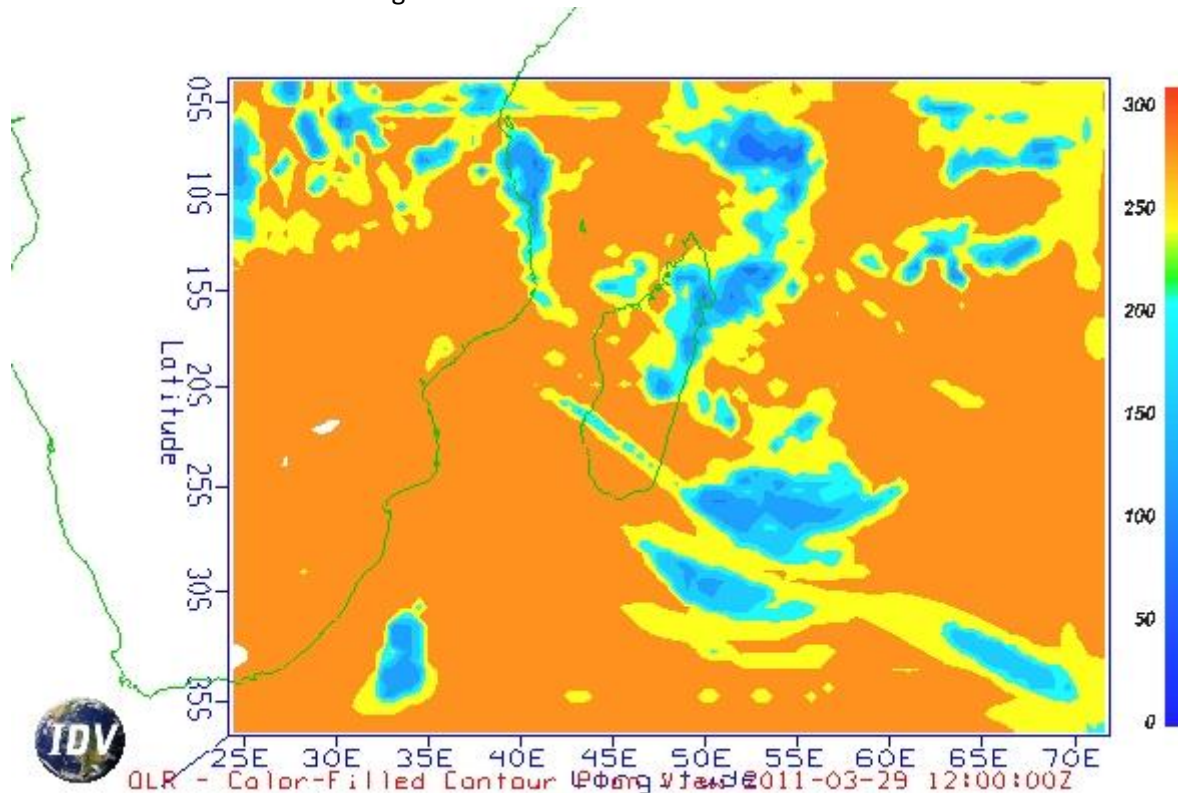


Figure 55: OLR du 29 Mars 2011 à 12 TU.

L'OLR atteint la valeur $250Wm^{-2}$ le matin, tandis que dans l'après-midi, on avait une valeur inférieure à $240Wm^{-2}$.

C) Résultats de l'analyse de la situation du 29 Mars 2011.

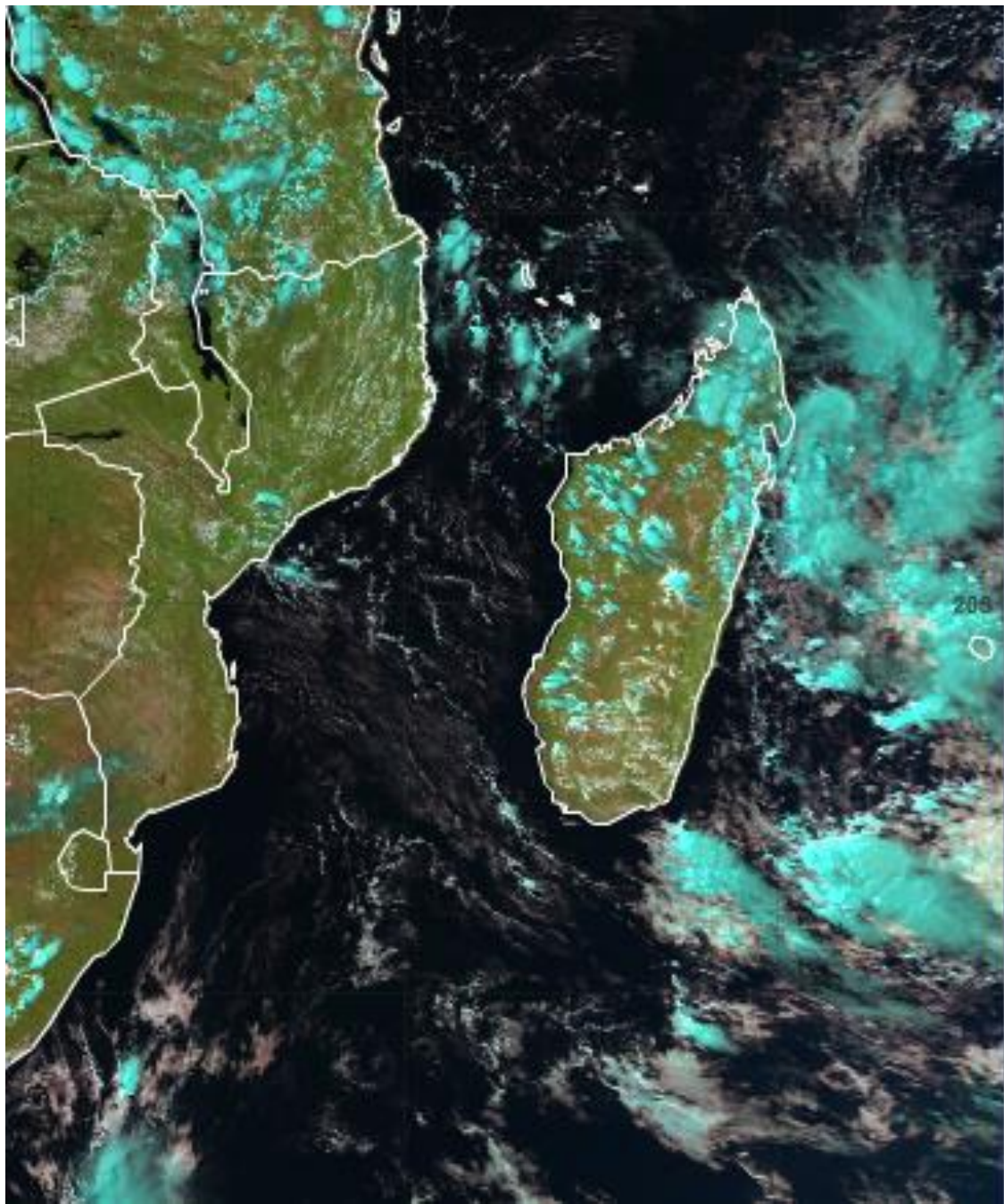


Figure 56: Photo satellite (RGB) du 29 Mars 2011 à 12TU. [19]

Des amas nuageux convectifs se trouvent au large de la Côte Nord Est de Madagascar, qui ne sont pas liés aux systèmes nuageux sur les régions des Hautes-Terres.

REAL-TIME PRECIP WRF

Init: 2011-03-28_00:00:00
Valid: 2011-03-29_12:00:00

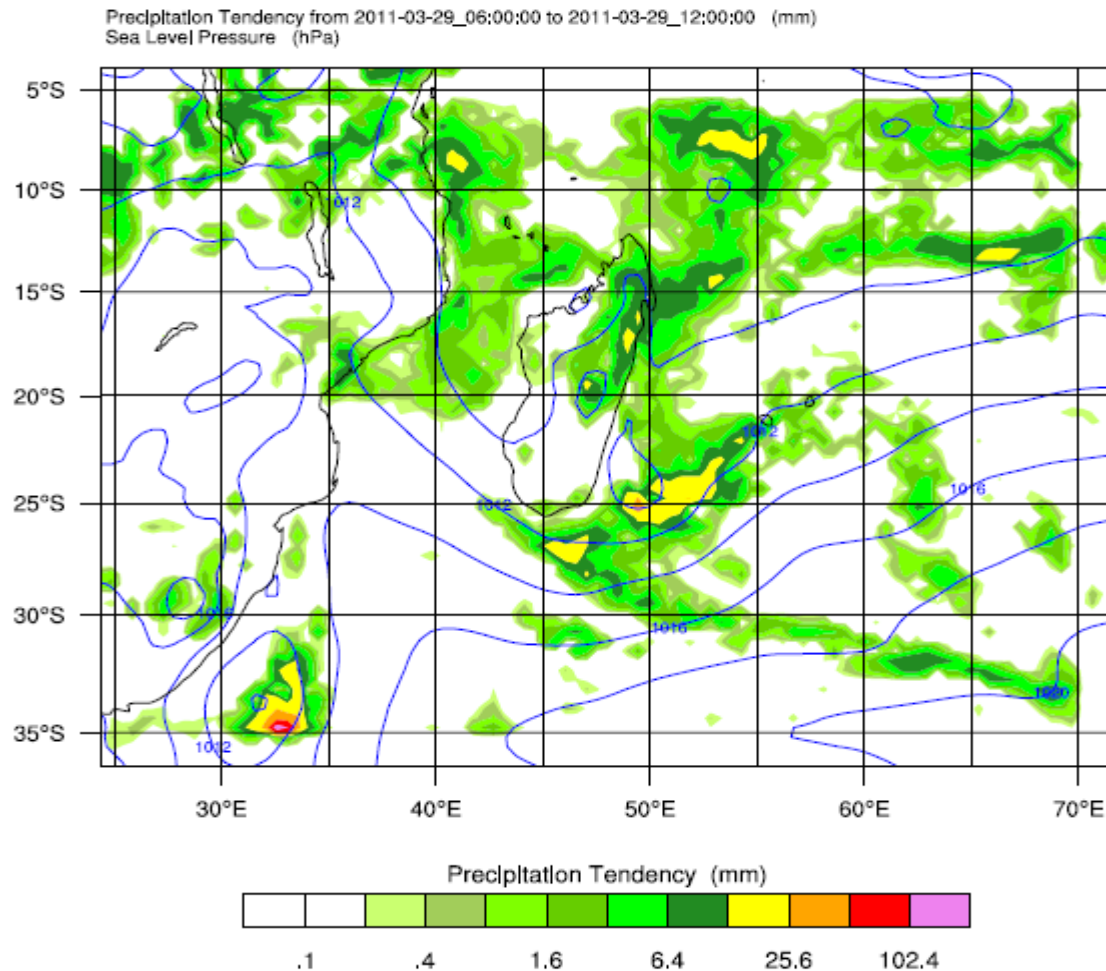


Figure 57 : Tendance de la quantité de précipitations le 29 Mars 2011 de 06TU à 12TU

Les orages avaient se manifester le 29 Mars à 12UTC, de ce fait, la quantité de précipitations sur les régions des Hautes-Terres varie de 1.5mm à 25mm.

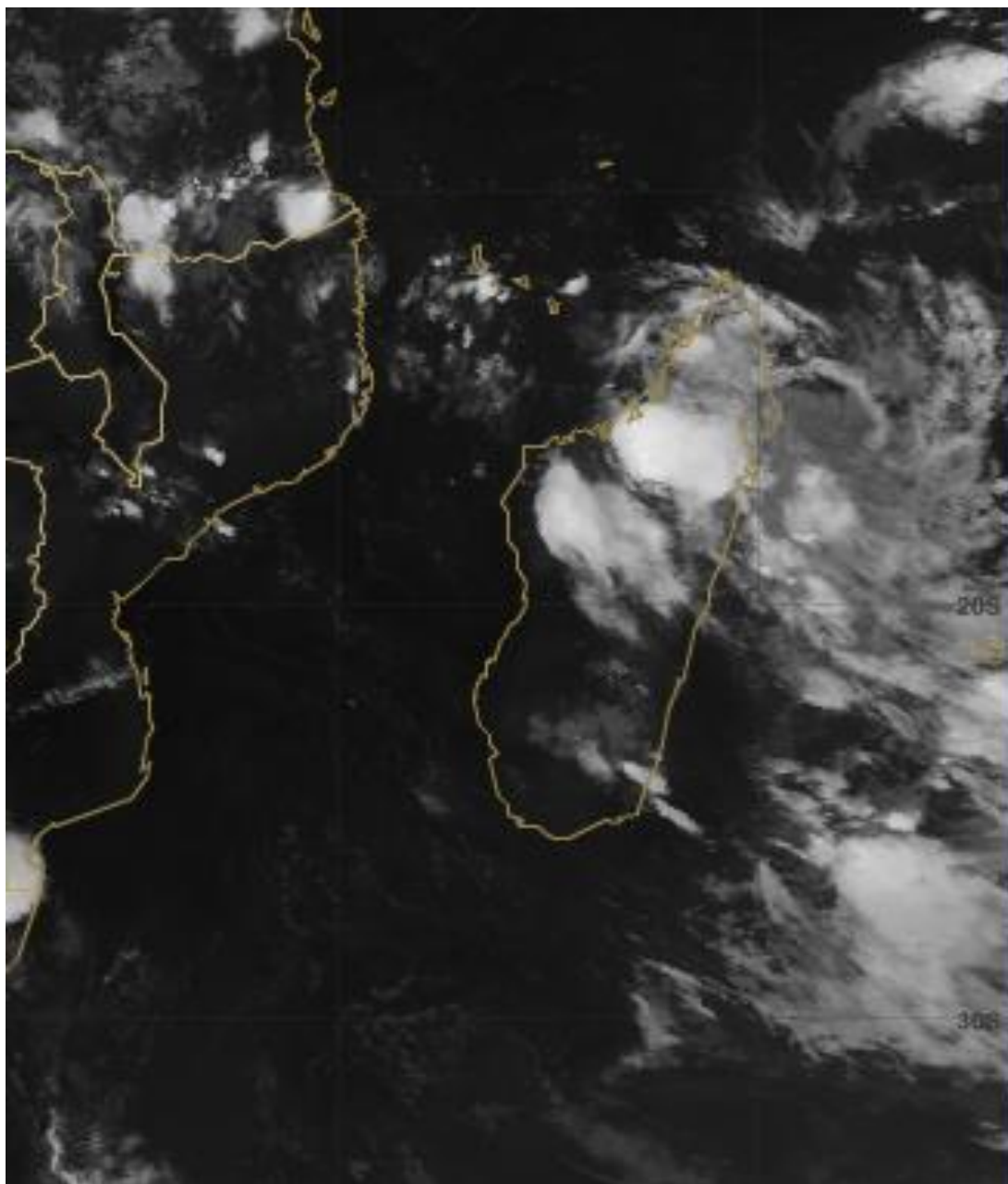


Figure 58: Photo satellite (IR 10.8) du 29 Mars 2011 à 18TU. **[19]**

A 18UTC, les nuages avaient développé sur les Hautes-Terres, les conditions avaient été remplies pour avoir des cumulonimbus assez importants.

REAL-TIME PRECIP WRF

Init: 2011-03-28_00:00:00
Valid: 2011-03-29_18:00:00

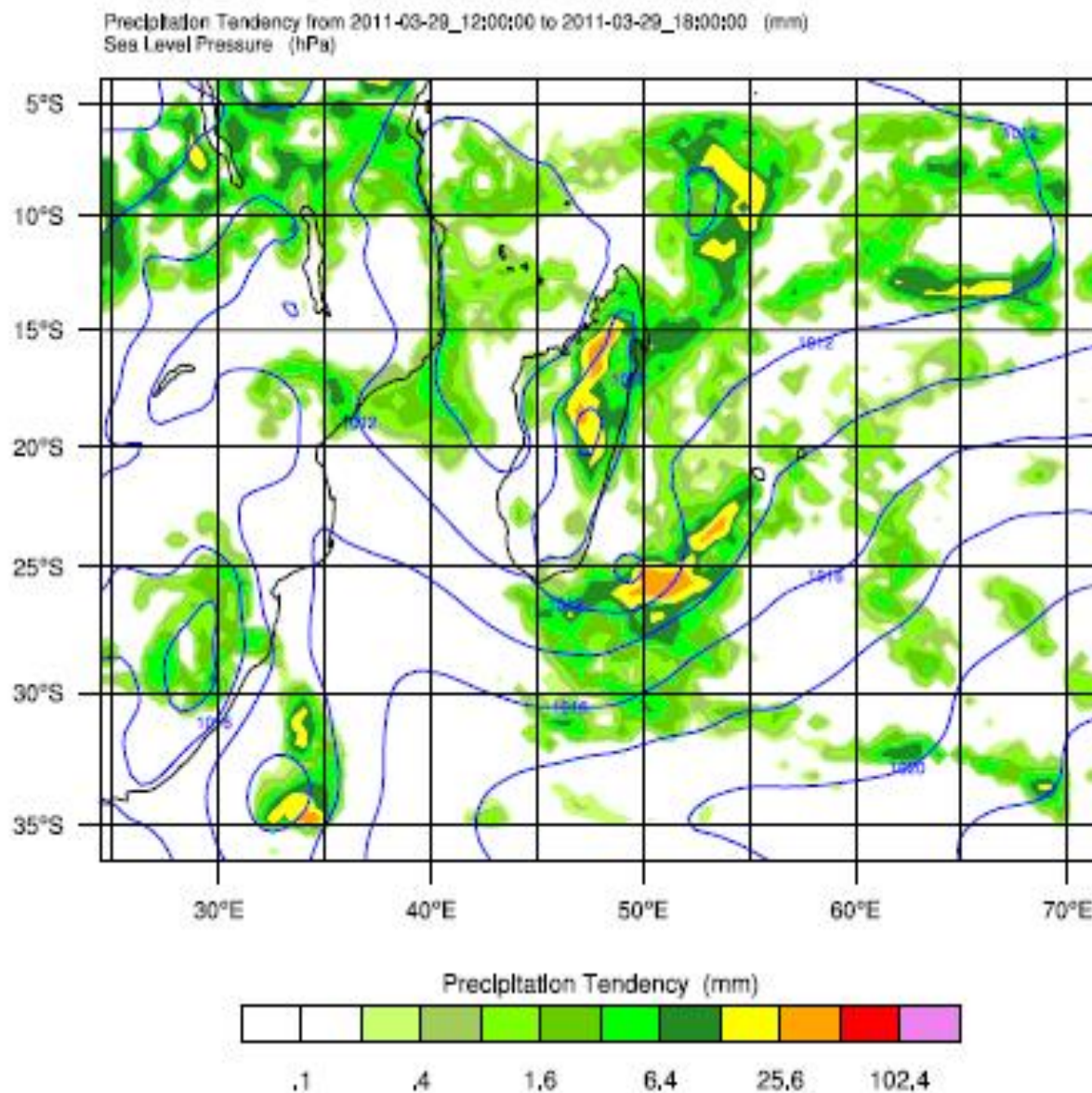


Figure 59: Tendence de la quantité de précipitations le 29 Mars 2011 de 12TU à 18TU

A 12TU, c'est le maximum de la convection, apparitions des précipitations sur les Hautes-terres avec une forte tendance de la quantité de précipitations entre 12 et 18TU allant de 6 à 25mm.

VII.2 Analyses de la situation du 08 Mars 2016.

A) Simulations en Basse Troposphère.

L'analyse de la situation se fait en général par la comparaison de deux événements successifs. C'est la cause, de voir en premier lieu la situation de la veille. Passons d'abord à la photo satellite reçue ce jour.

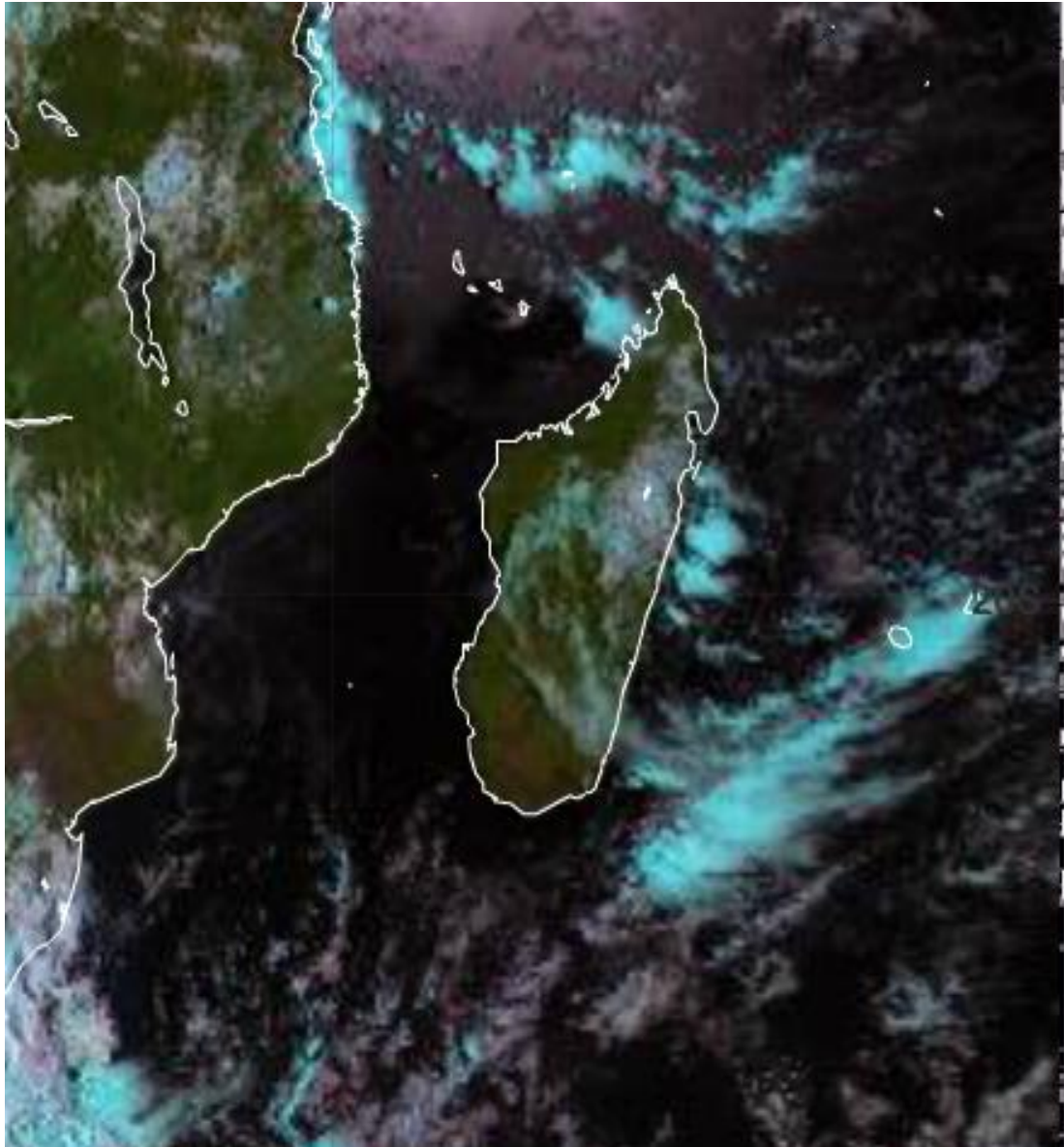


Figure 60: Photo satellite (RGB) du 08 Mars 2016 à 06TU. [19]

Des amas nuageux convectifs étaient déjà présents sur les Hautes-terres, ils sont liés à une bande peut actif au large de la côte Sud Est de Madagascar.

Situations isobariques :

DOMAINE PERE

Inlt: 2016-03-07_00:00:00
Valid: 2016-03-07_12:00:00

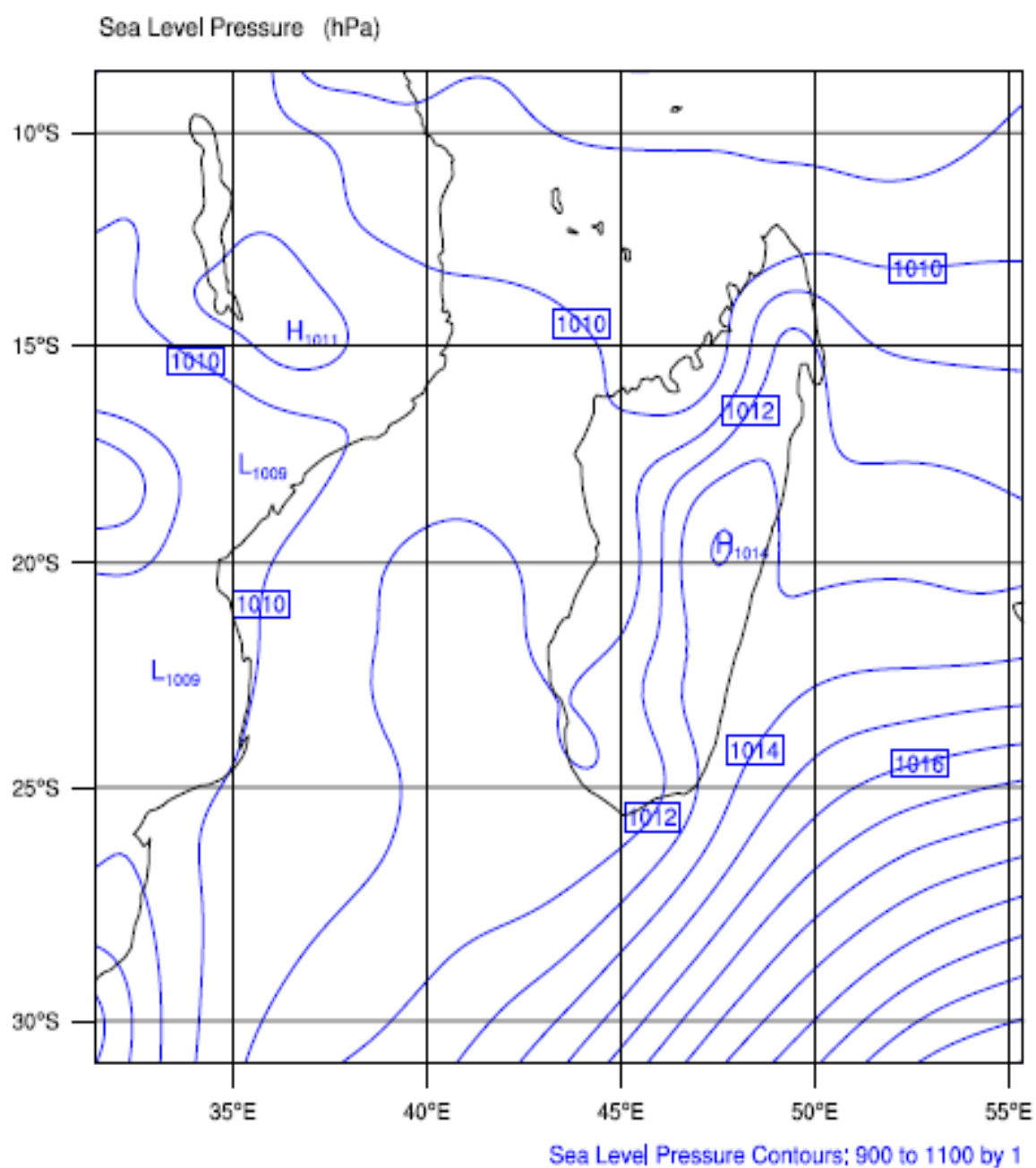


Figure 61 Situation isobarique du 07 Mars 2016 à 12TU.

Anticyclone situe au Sud des Iles Mascareignes prolongeant par une dorsale sur les régions des Hautes-Terres et dans le Canal de Mozambique.

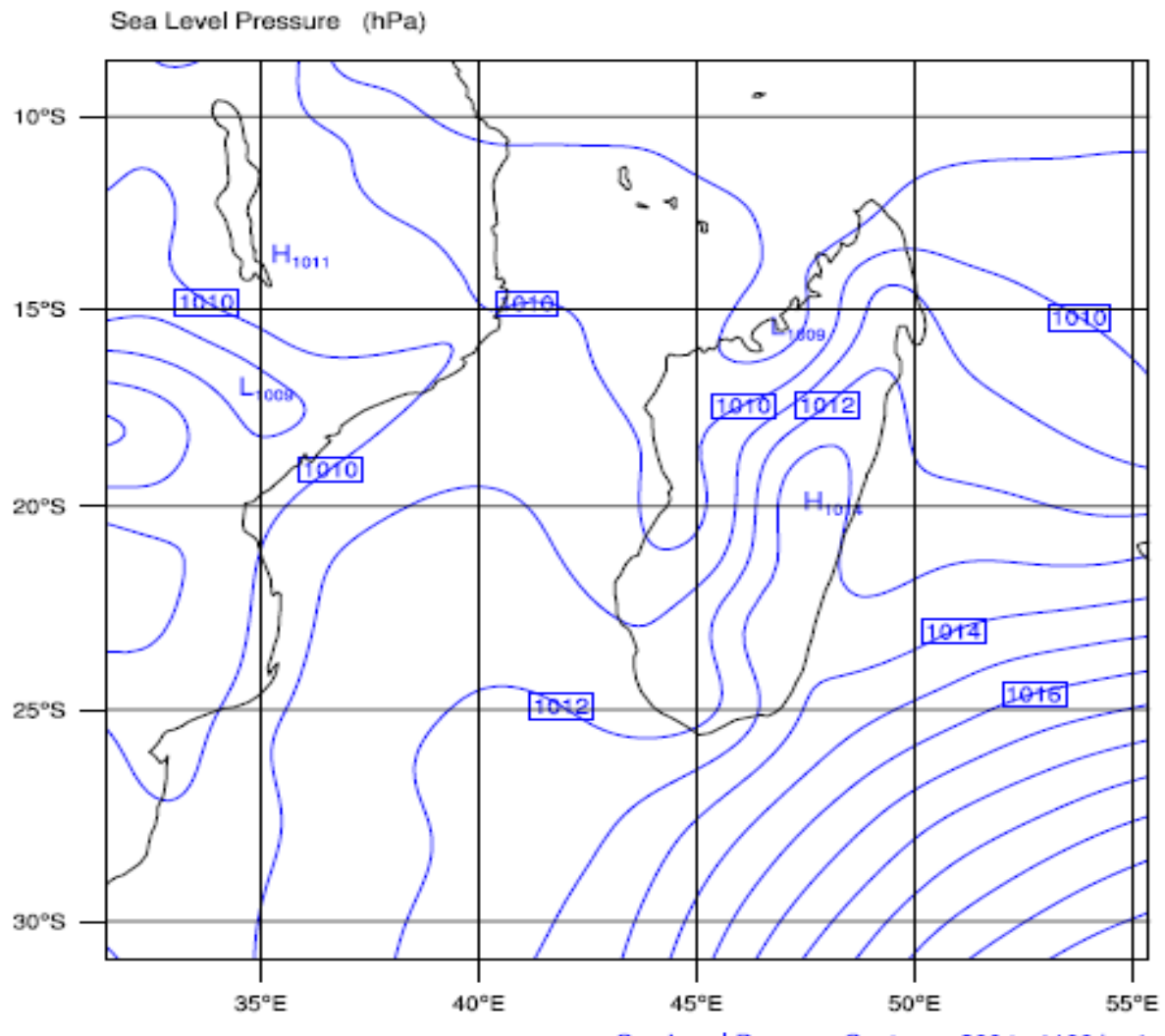


Figure 62: Situation isobarique du 08 Mars 2016 à 12TU.

Un thalweg longe le versant Ouest des Hautes-Terres, et un affaissement de la dorsale sur le flanc Est. L'anticyclone est presque stationnaire qui avait positionné au Sud des îles Mascareignes. La pression atmosphérique continue de s'abaisser.

- Détection de la convergence de vents.

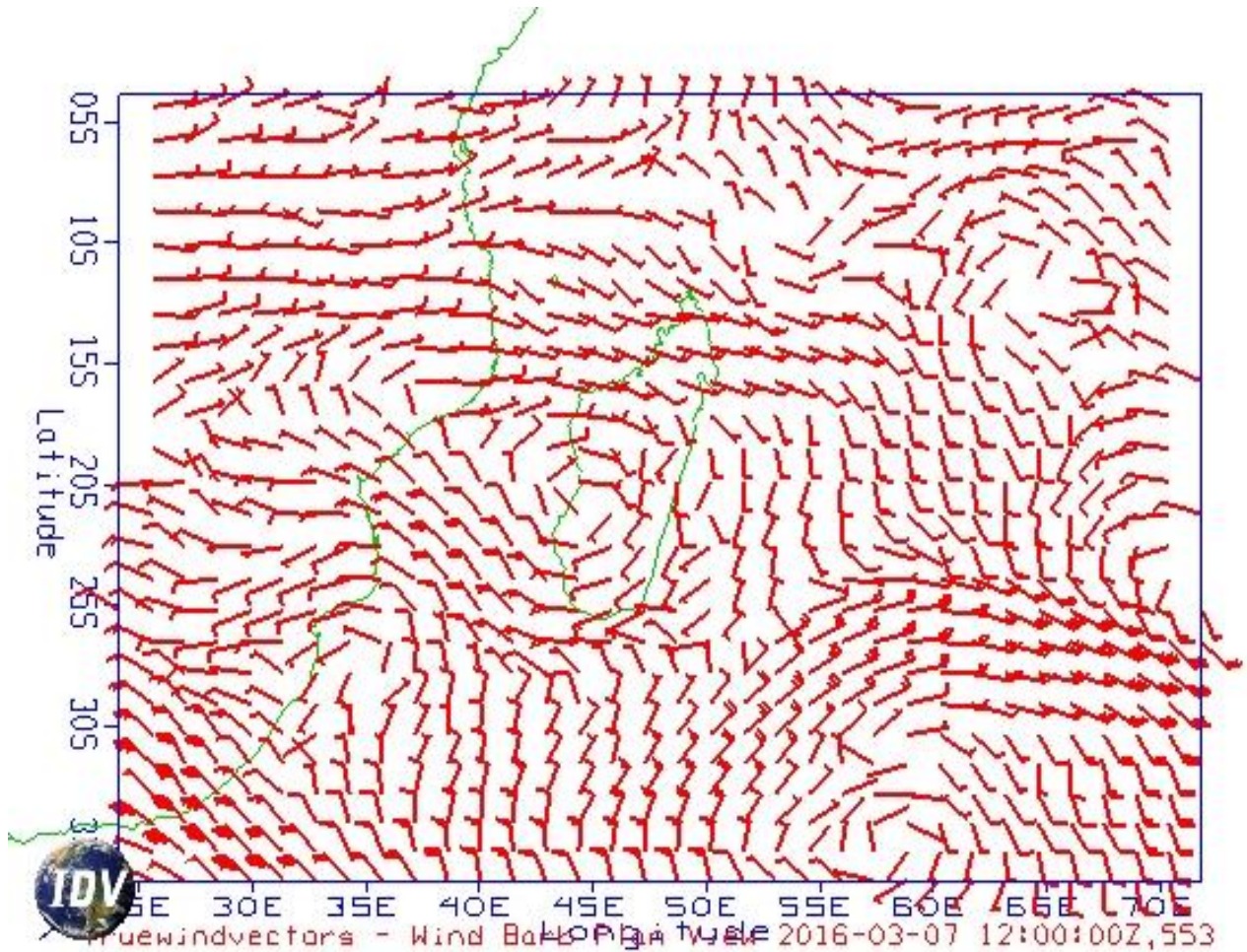


Figure 63: Directions et forces des vents au 850hPa le 07 Mars 2016 à 12TU.

Un tourbillon anticyclonique était centré plus à l'Ouest des régions de Hautes-Terres le 07 Mars 2016 à 12TU, d'où l'inexistence de convergence de vents à 850hPa .

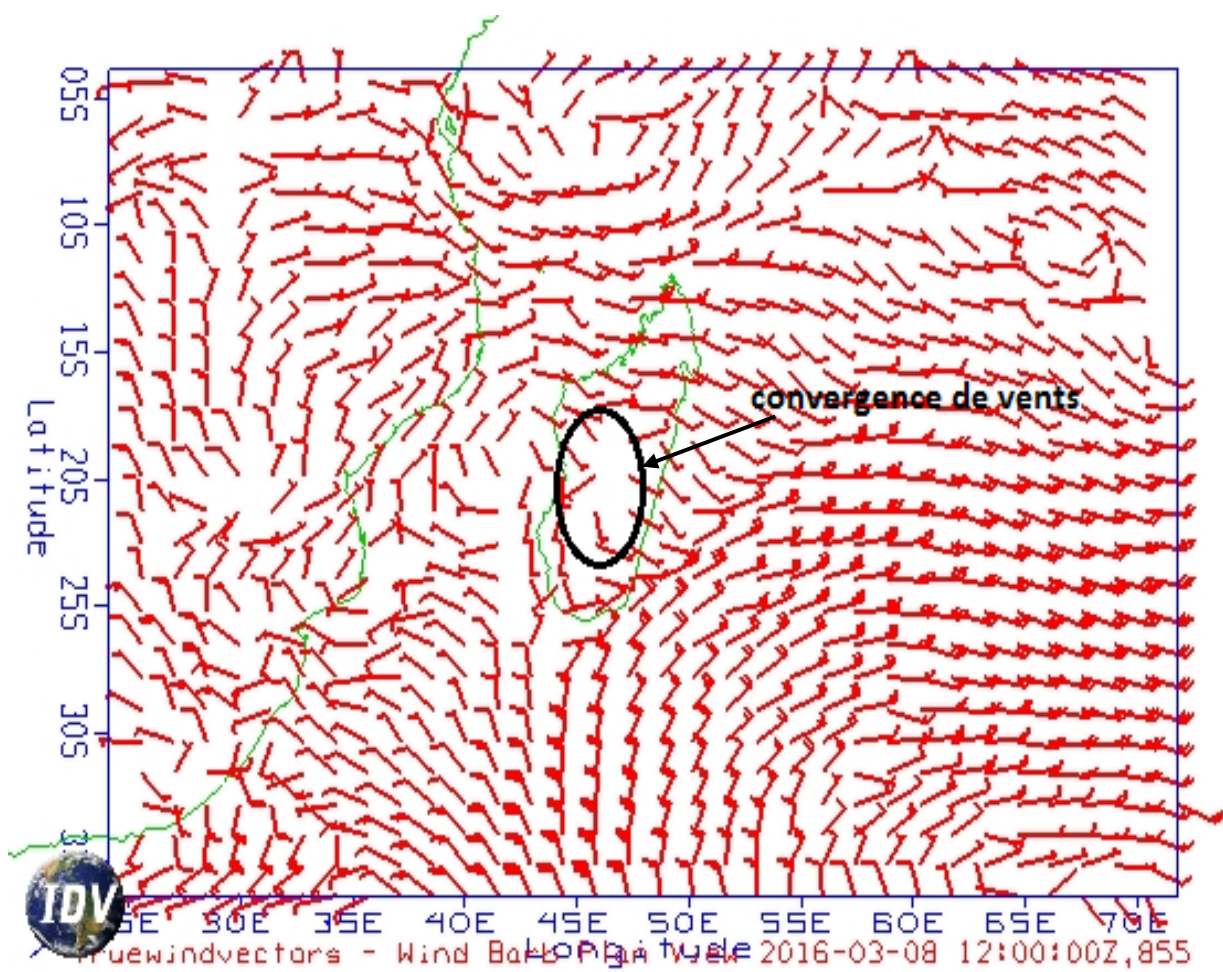


Figure 64 Directions et forces des vents au 850hPa le 08 Mars 2016 à 12TU.

La convergence de vents se matérialise au Sud des Hautes-Terres la date du 08 Mars 2016.

REAL-TIME WRF

Init: 2016-03-07_00:00:00
Valld: 2016-03-08_18:00:00

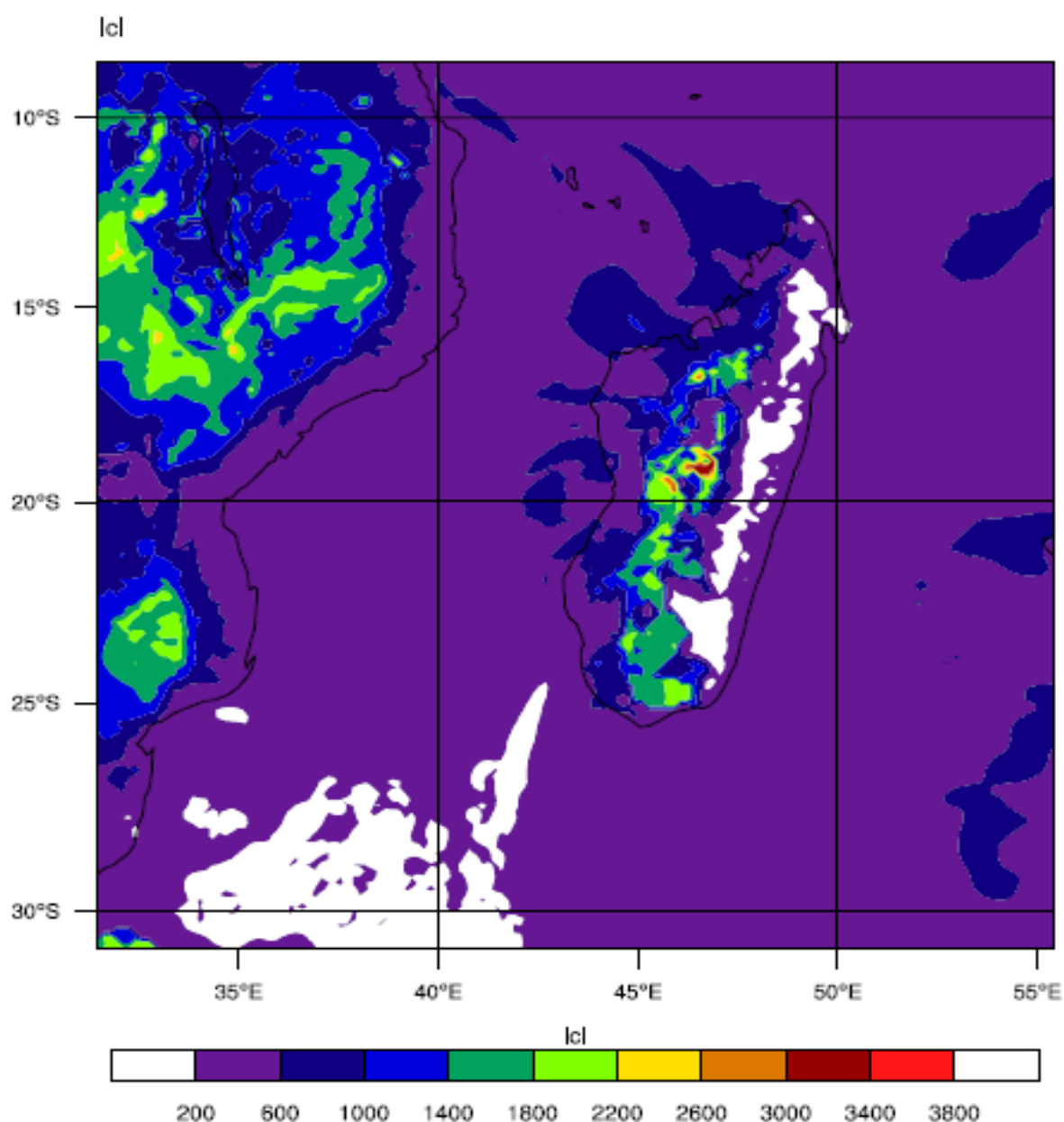


Figure 65: Cumul LCL du 07 Mars 2016 au 08 Mars 2016 (00TU/18TU).

Le niveau de condensation est compris entre 600 et 1000m.

REAL-TIME WRF

Init: 2016-03-07_00:00:00
Valid: 2016-03-08_18:00:00

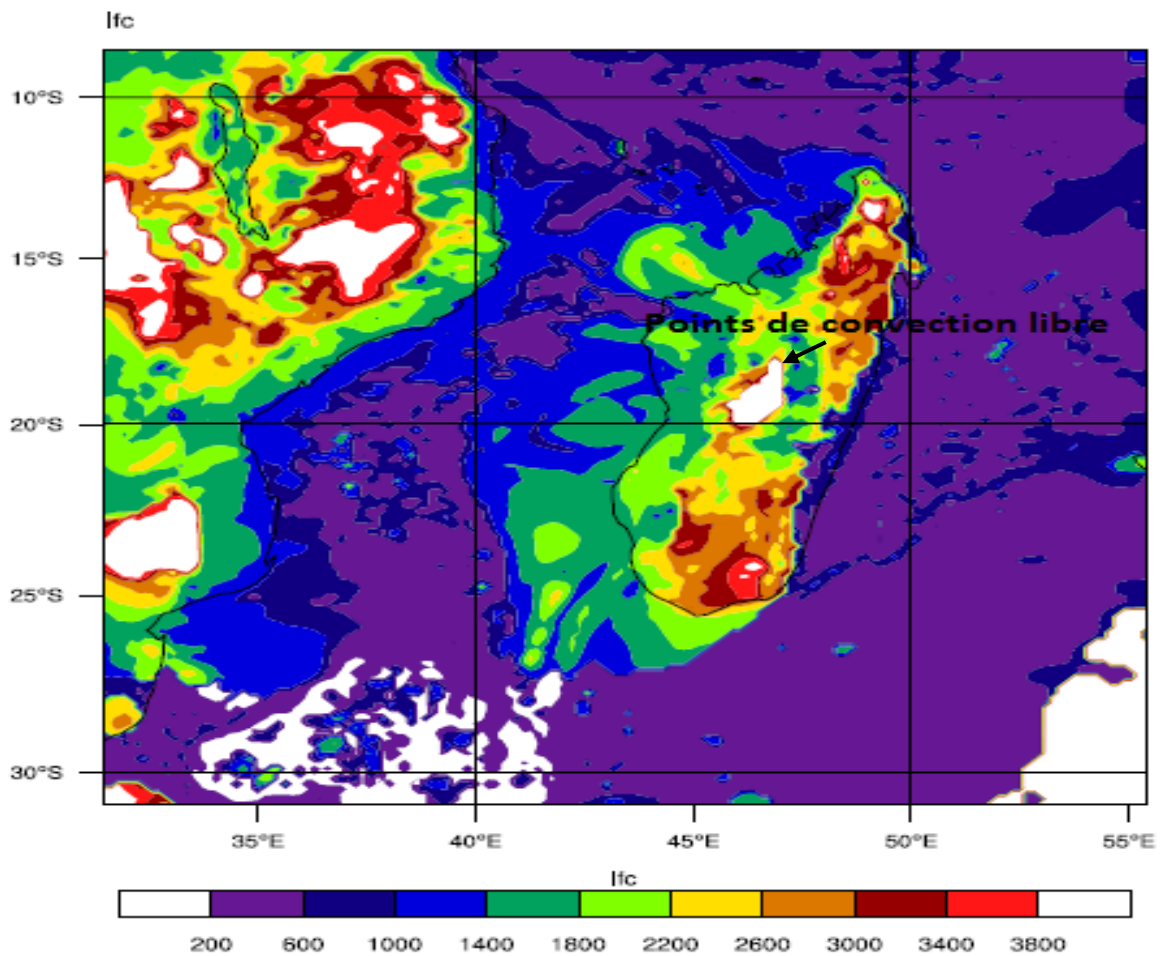


Figure 66: Cumul LFC du 07 Mars 2016 au 08 Mars 2016 (00TU/18TU).

On remarque que, la valeur des points de convections libres était supérieure à 600m

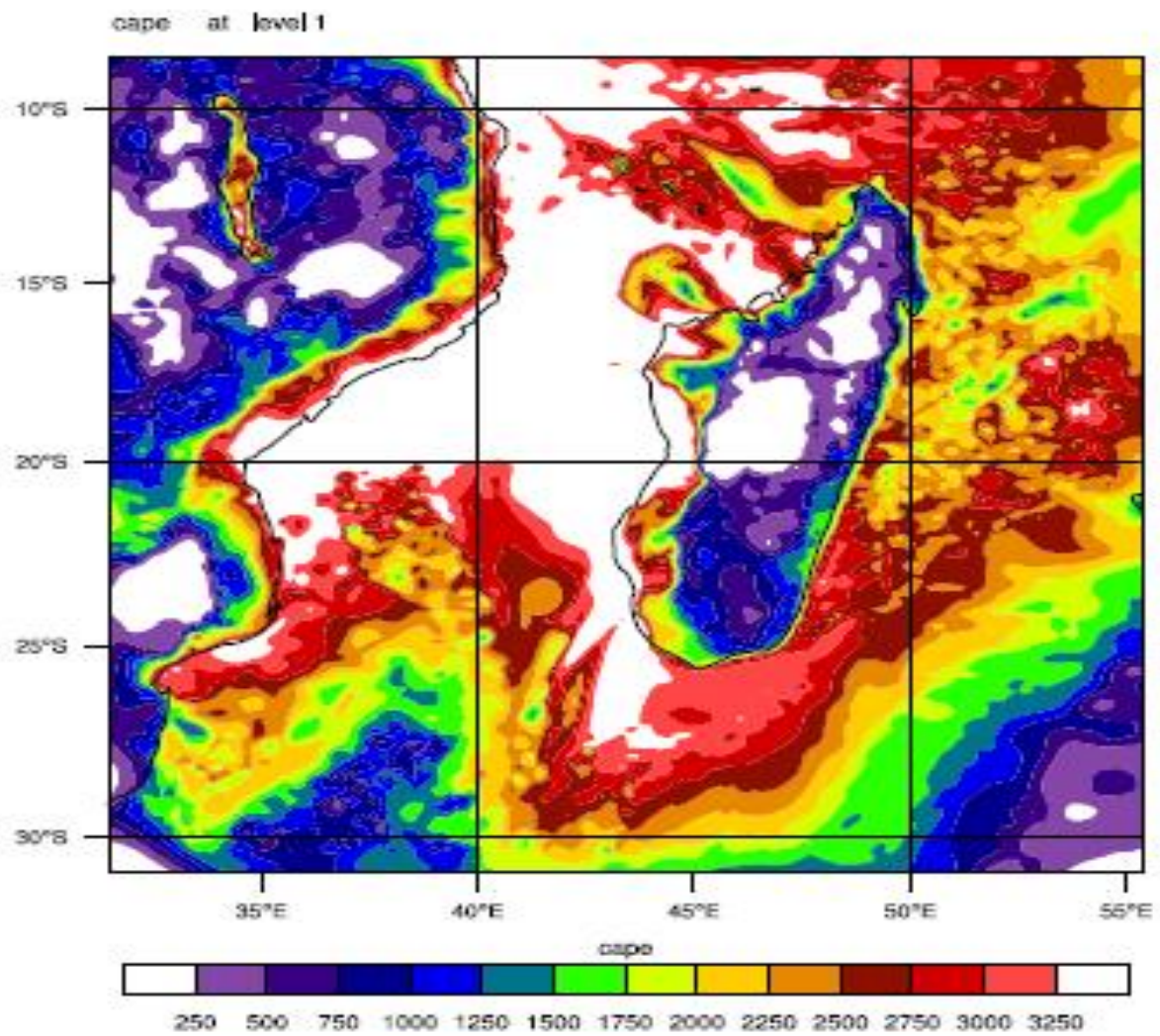


Figure 67: Cumul CAPE du 07 Mars 2016 au 08 Mars 2011 (00TU/18TU).

L'évaluation du CAPE n'est pas très évidente en NCL.

Voici, une petite aperçue de la valeur du CAPE par EUMETRAIN le 08 Mars 2016 à 12 TU, avec une forte valeur de supérieure à 1700 J Kg^{-1} sur les Hautes-Terres.

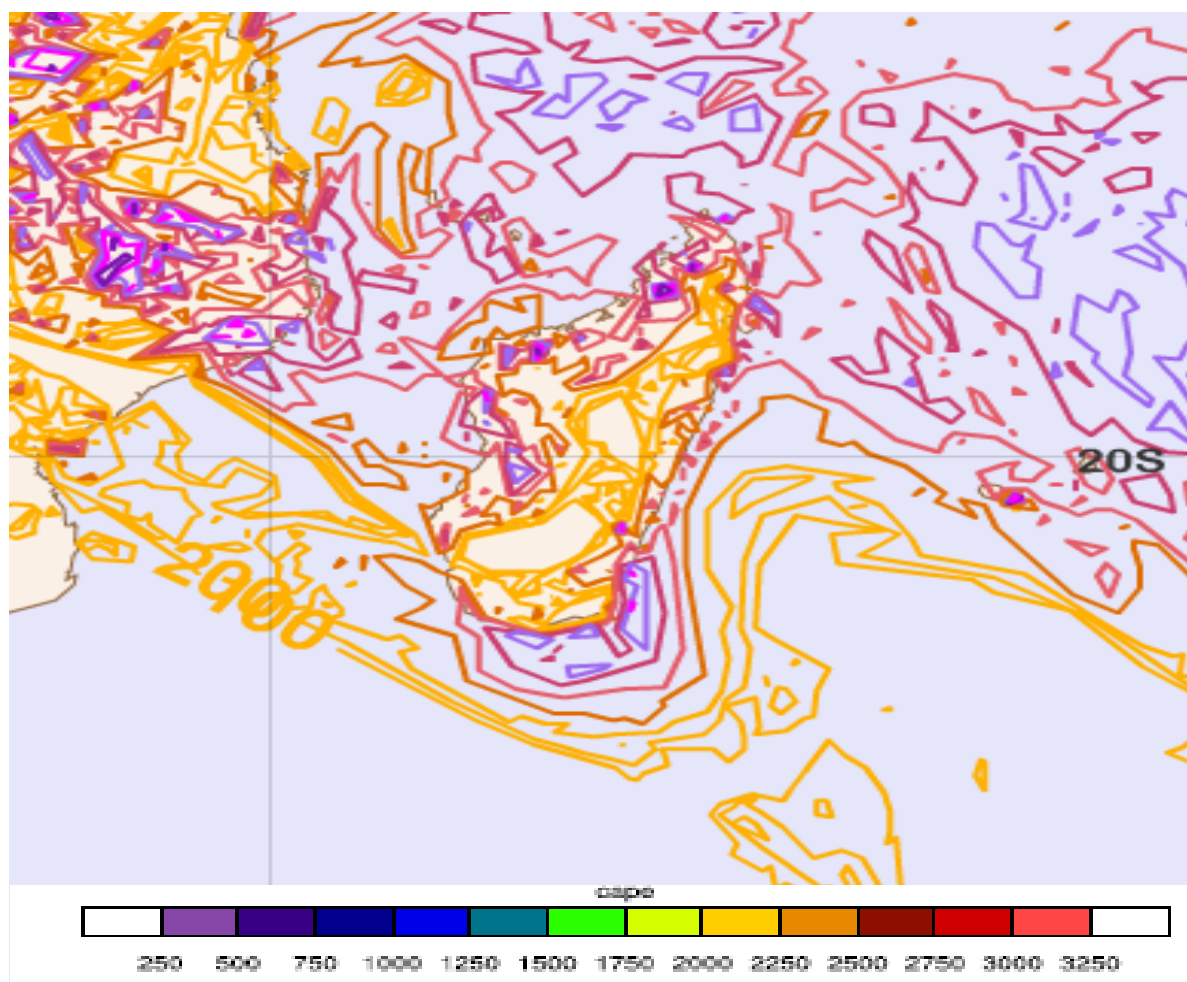


Figure 68 : CAPE du 08 Mars 2016 à 12TU. [19]

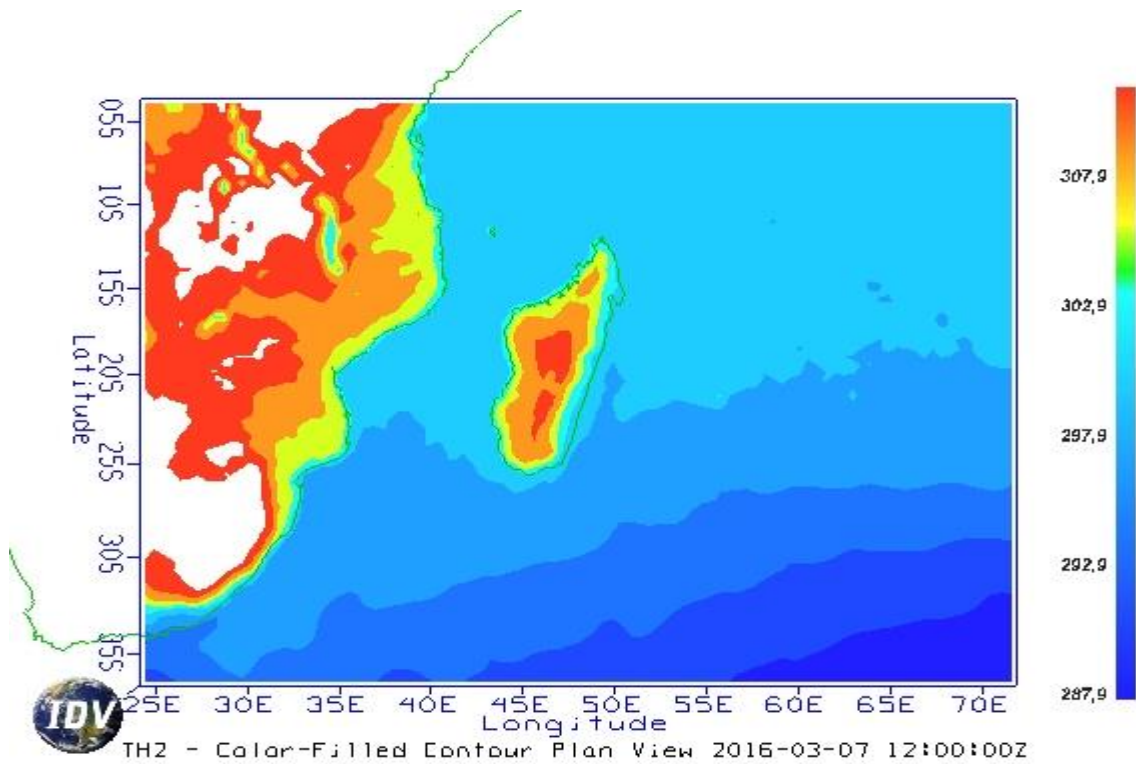


Figure 69 : Thêta prime w à 850hPa le 07 Mars 2016 à 12TU.

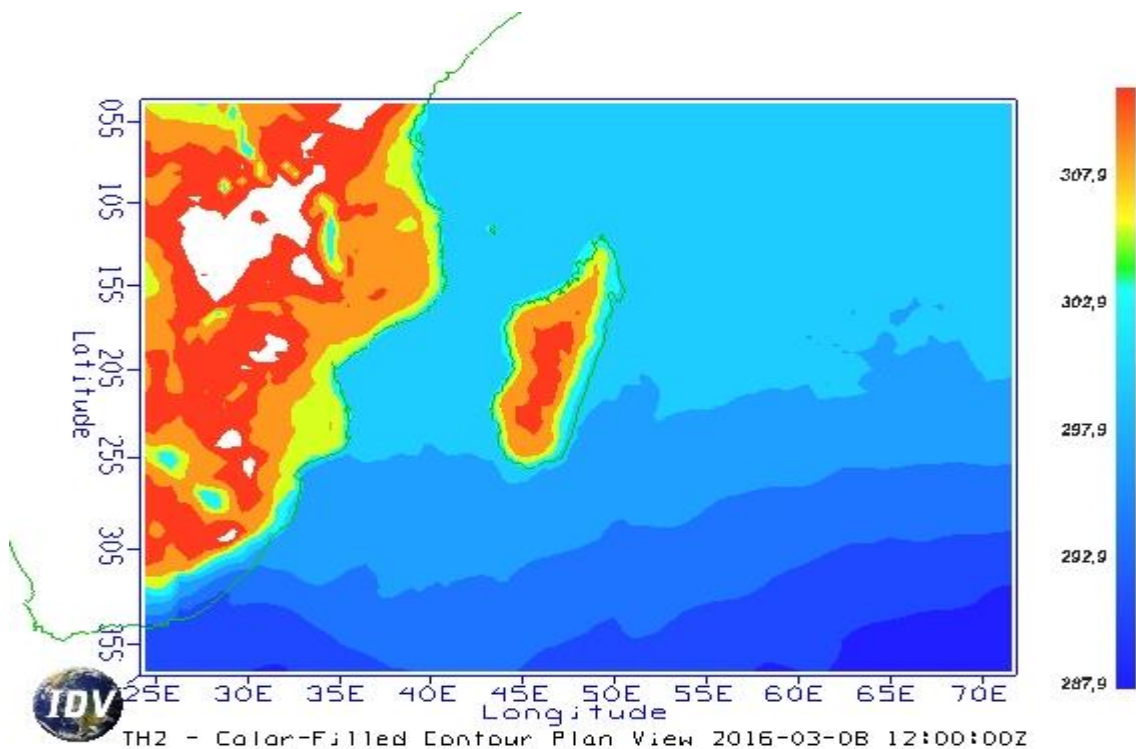


Figure 70 : Thêta prime w au 850hPa le 08 Mars 2016 à 12TU.

Par comparaison de θ'_w du 07 et 08 Mars 2016, une augmentation des valeurs sur les Hautes-Terres sont bien marquées.

B) Simulations en Haute Troposphère.

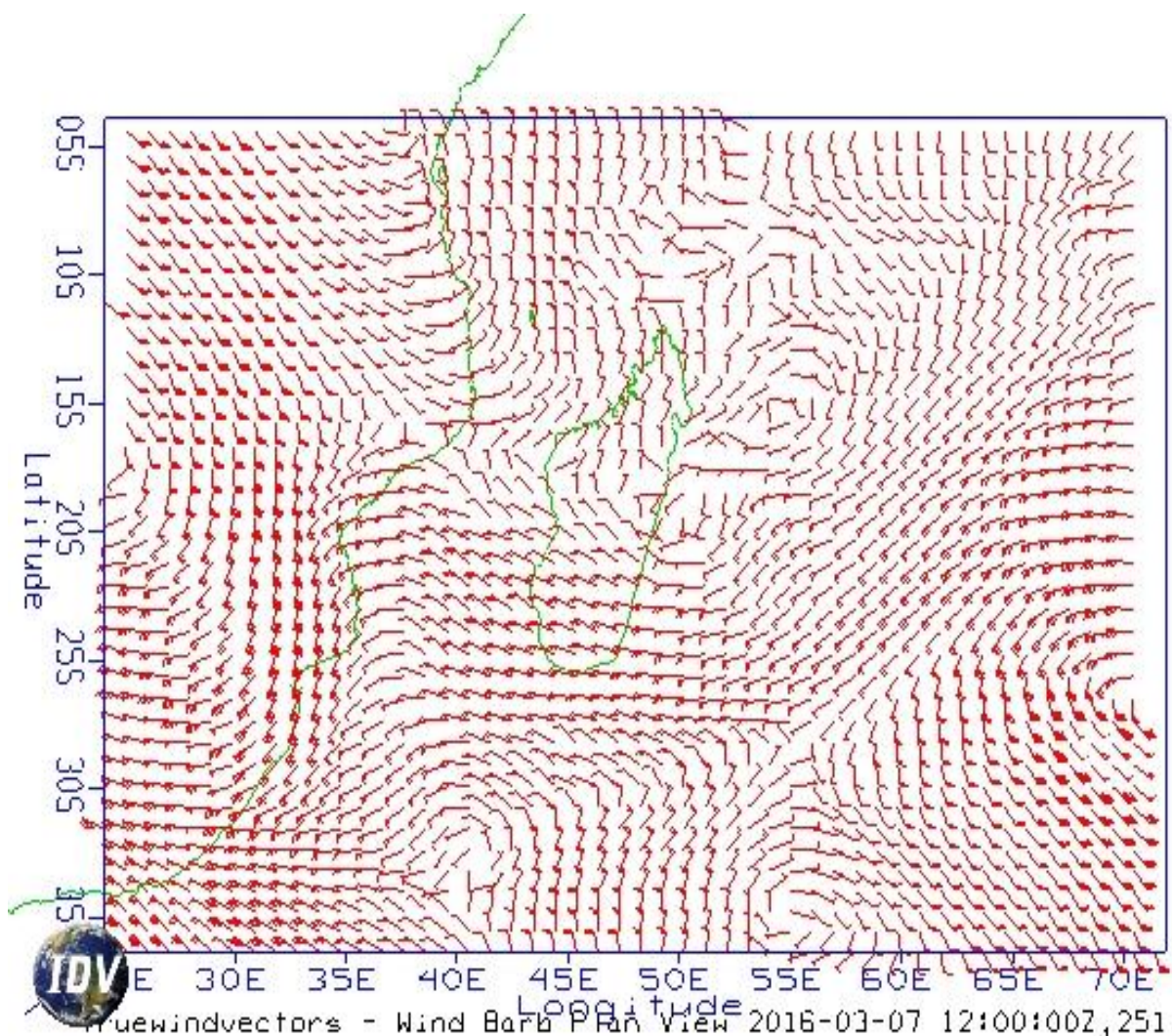


Figure 71 : Jet en altitude : Directions et forces des vents au 250hPa le 07 Mars 2016 à 12TU.

Un faible flux du Nord-Ouest était présent sur les Hautes-Terres, le Jet était marqué sur la partie Sud-Ouest de Madagascar.

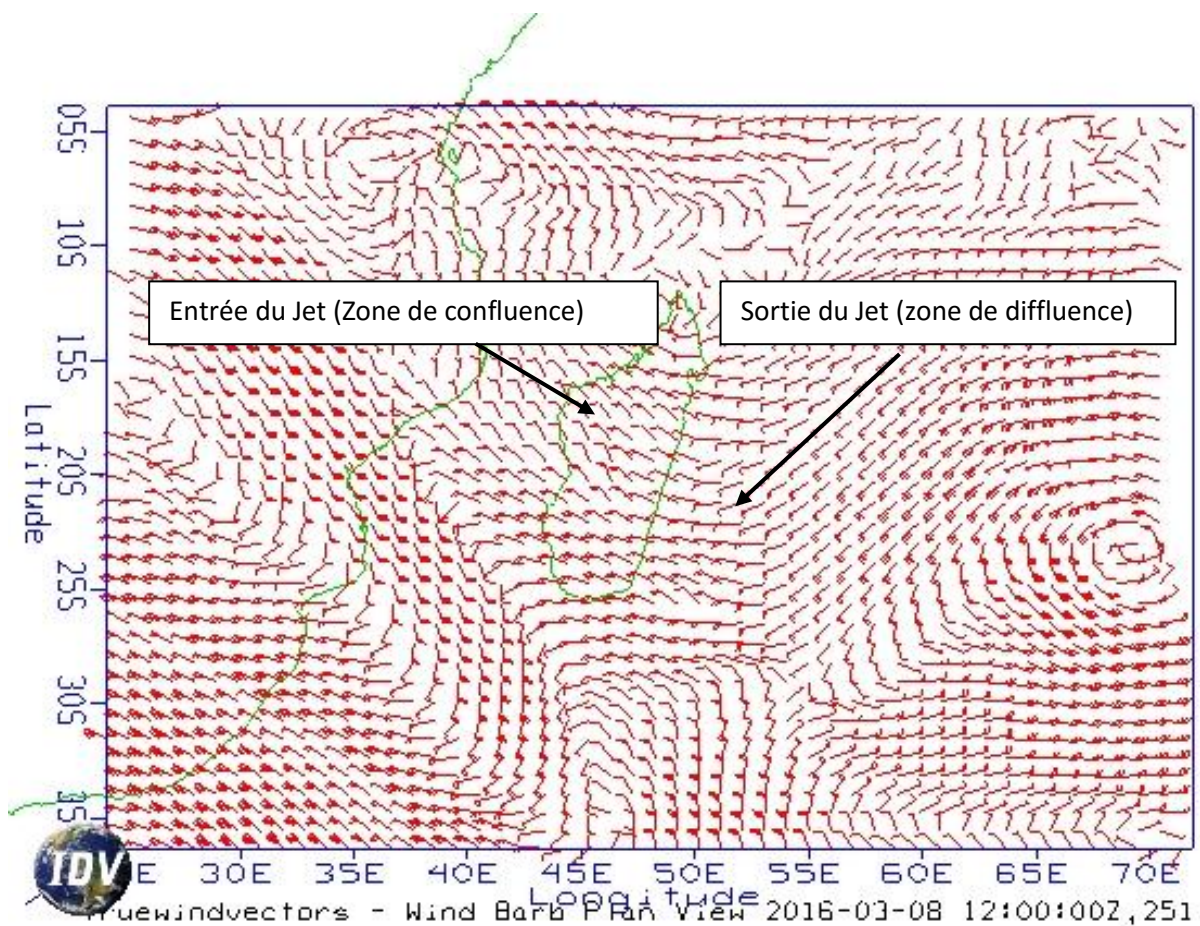


Figure 72: Jet en altitude : Directions et forces des vents au 250hPa le 08 Mars 2016 à 12TU.

Le renforcement des vents au 250hPa le 08 Mars 2016 à 12TU est un grand indicateur où les phénomènes deviennent violents. Le jet était bien marqué sur les régions des Hautes-Terres.

REAL-TIME WRF

Init: 2016-03-07_00:00:00
Valid: 2016-03-07_12:00:00

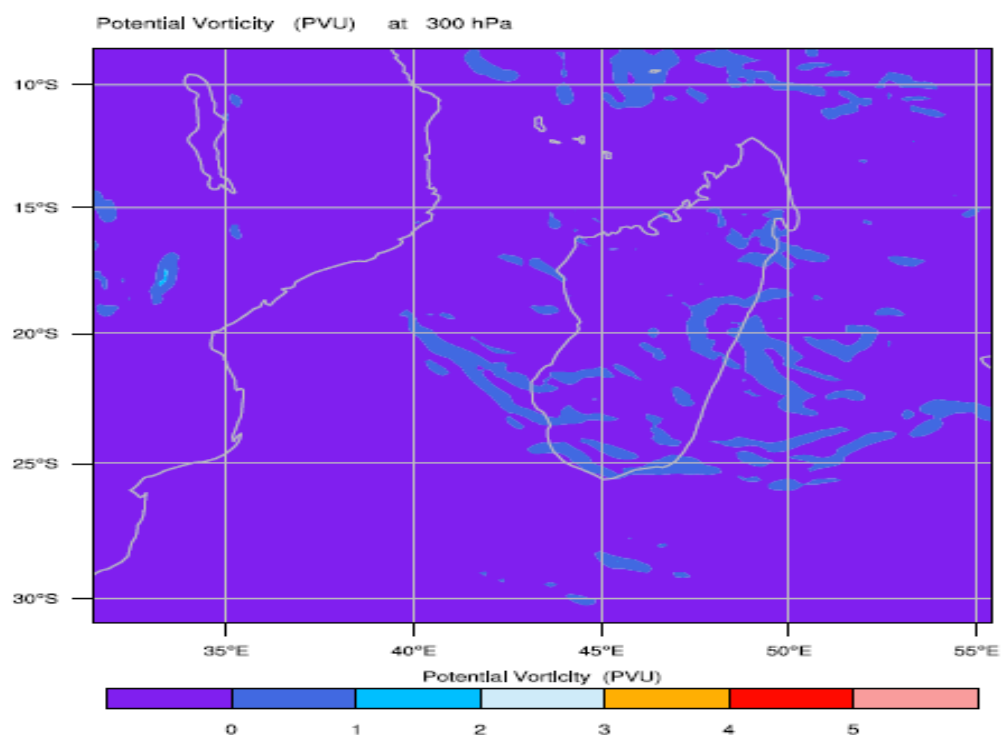


Figure 73: Tourbillon Potentiel au 300hPa le 07 Mars 2016 à 12TU.

REAL-TIME WRF

Init: 2016-03-07_00:00:00
Valid: 2016-03-07_18:00:00

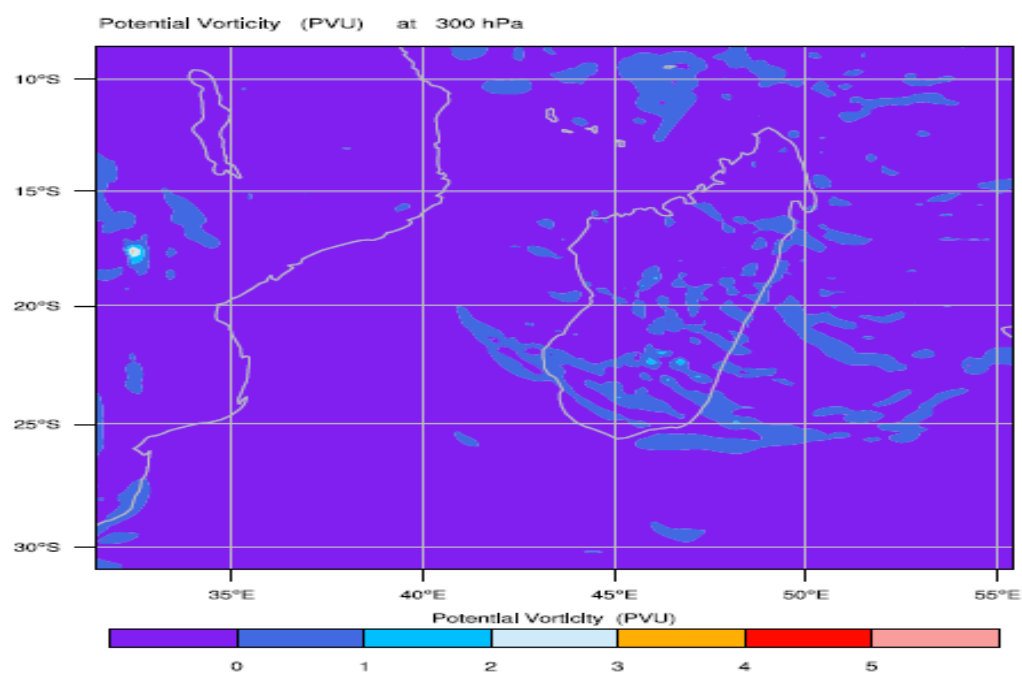


Figure 74: Tourbillon Potentiel au 300hPa le 07 Mars 2016 à 18TU.

Les valeurs du $PVU \approx 2$ étaient dispersées sur les Hautes-Terres le 07 Mars 2016 à 12TU et 18TU.

REAL-TIME WRF

Init: 2016-03-07_00:00:00
Valid: 2016-03-08_12:00:00

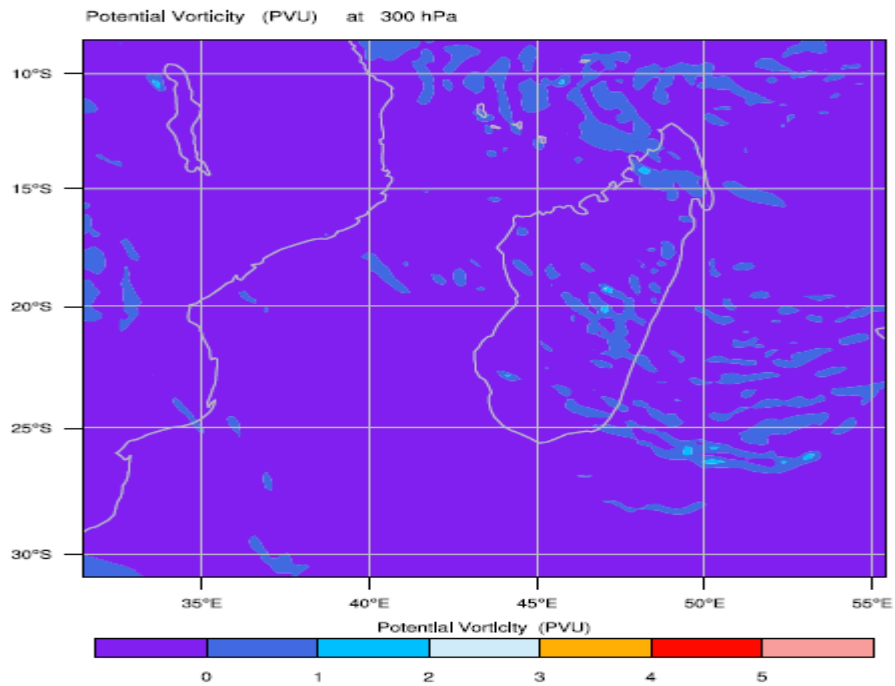


Figure 75: Tourbillon Potentiel au 300hPa le 08 Mars 2016 à 12TU.

REAL-TIME WRF

Init: 2016-03-07_00:00:00
Valid: 2016-03-08_18:00:00

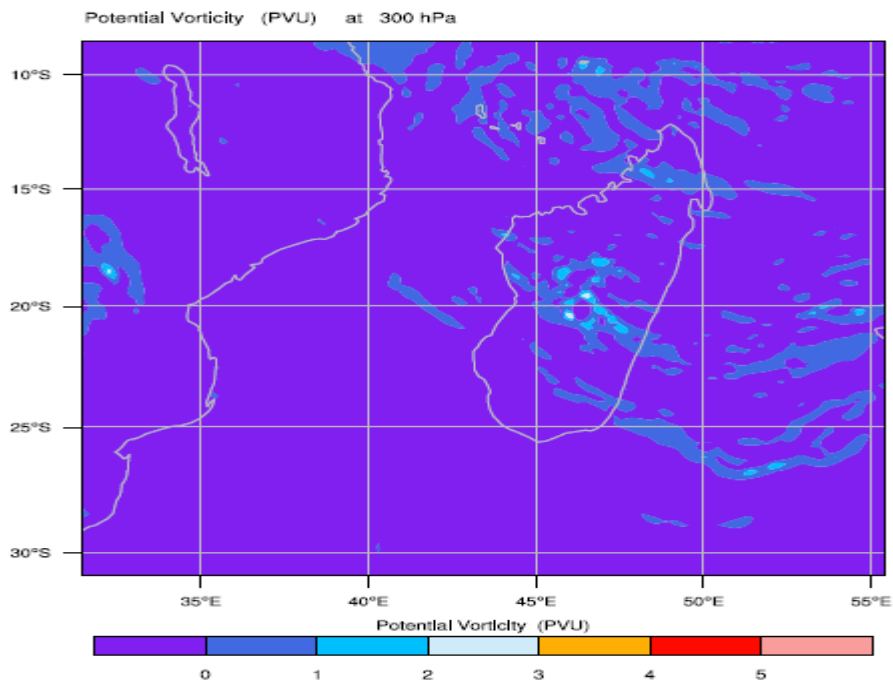


Figure 76: Tourbillon Potentiel au 300hPa le 08 Mars 2016 à 18TU.

Les conditions étaient acquises, car les valeurs $PVU \geq 1.5$ sont matérialisées sur les Hautes-Terres pour la date du 08 Mars 2016.

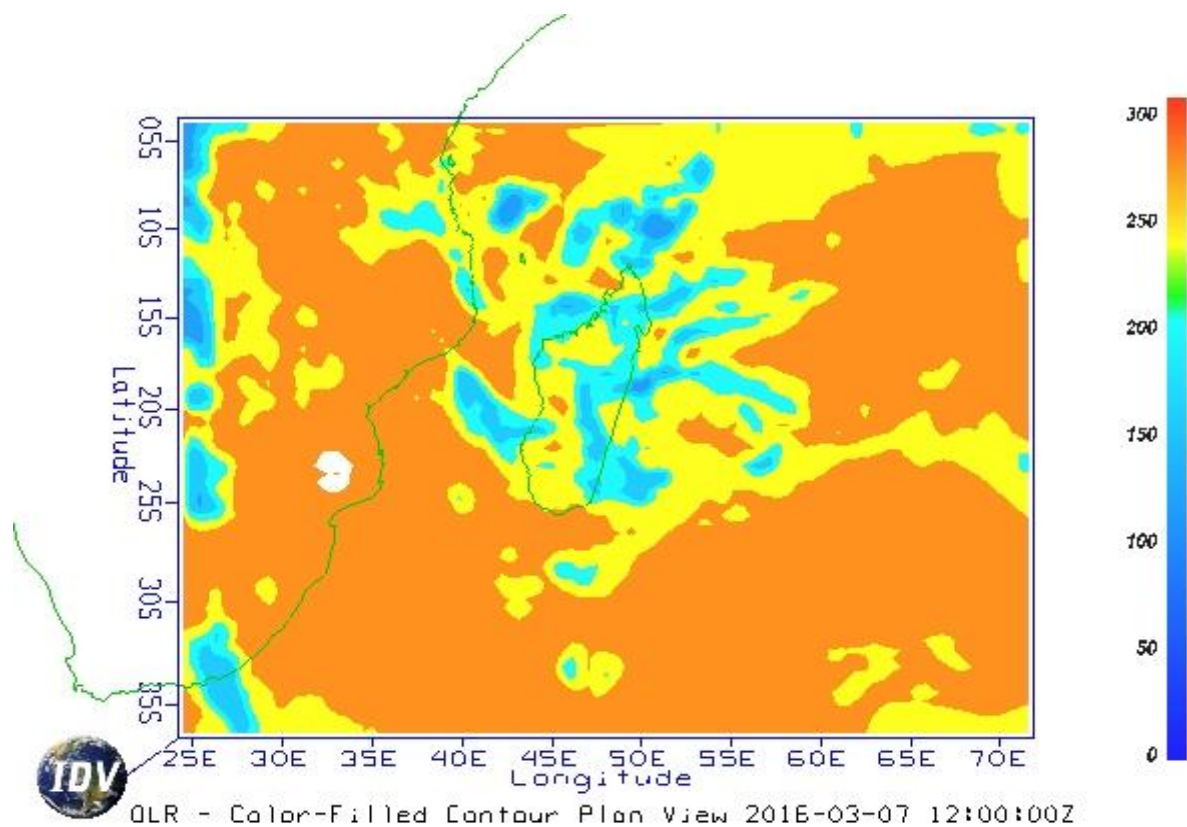


Figure 77: OLR du 07 Mars 2016 à 12 TU.

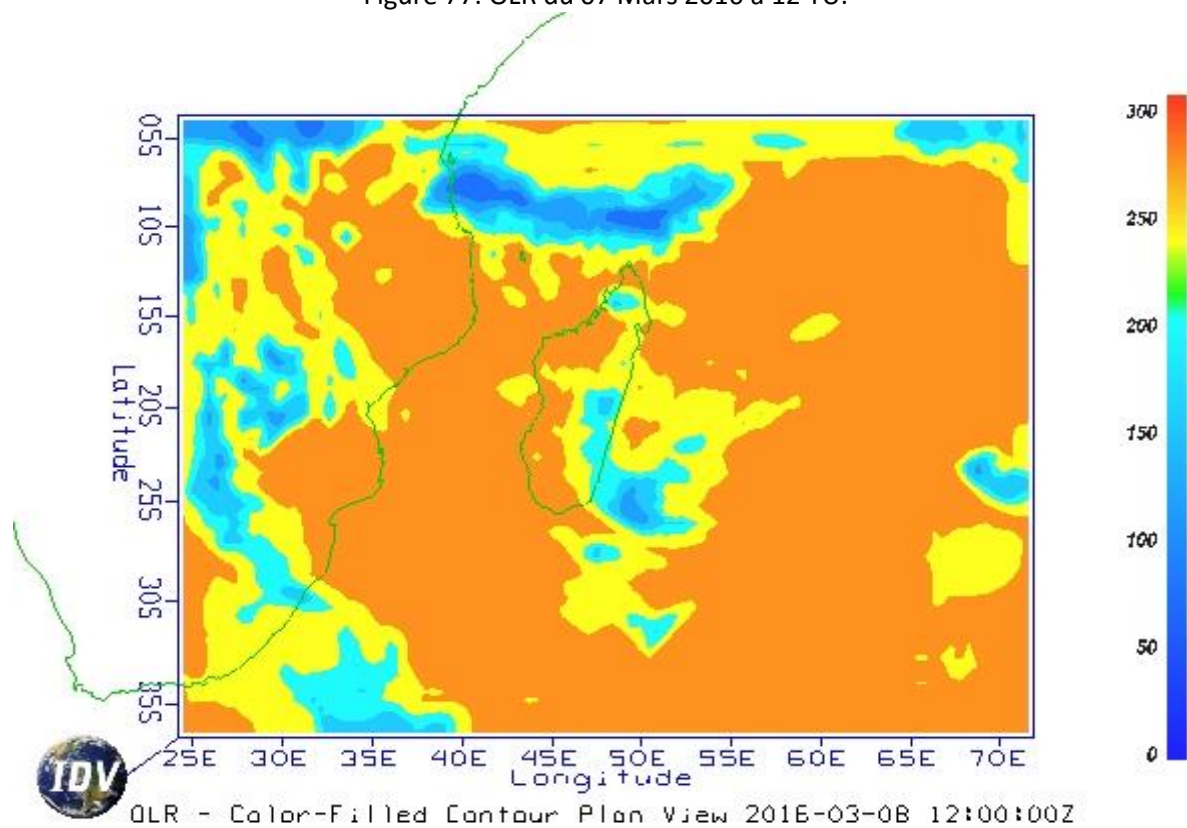


Figure 78: OLR du 08 Mars 2016 à 12 TU.

Présence des valeurs inférieures à 240 Wm^{-2} sur les Hautes-Terres principalement sur le flanc Est.

C) Résultats de l'analyse.

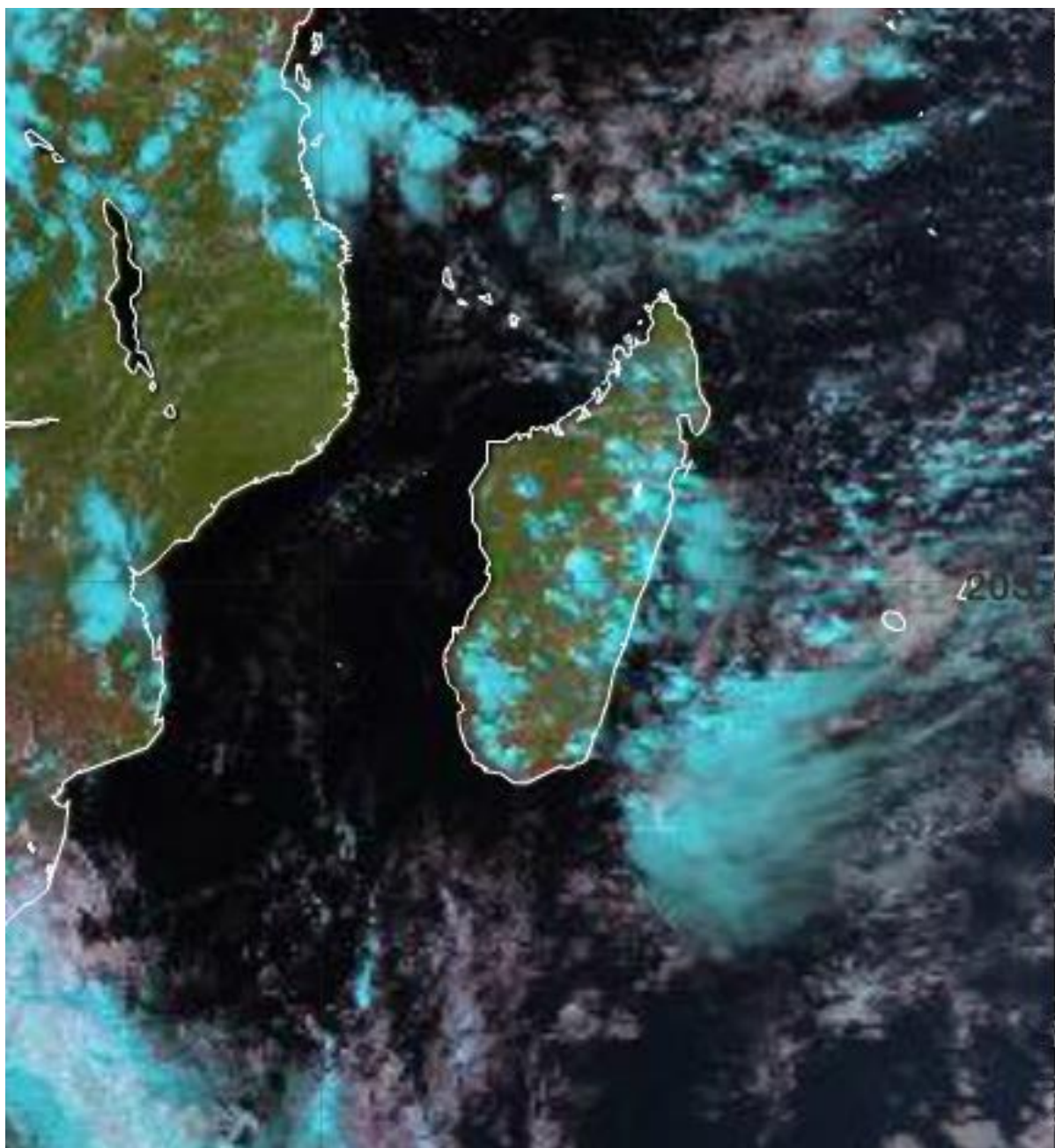
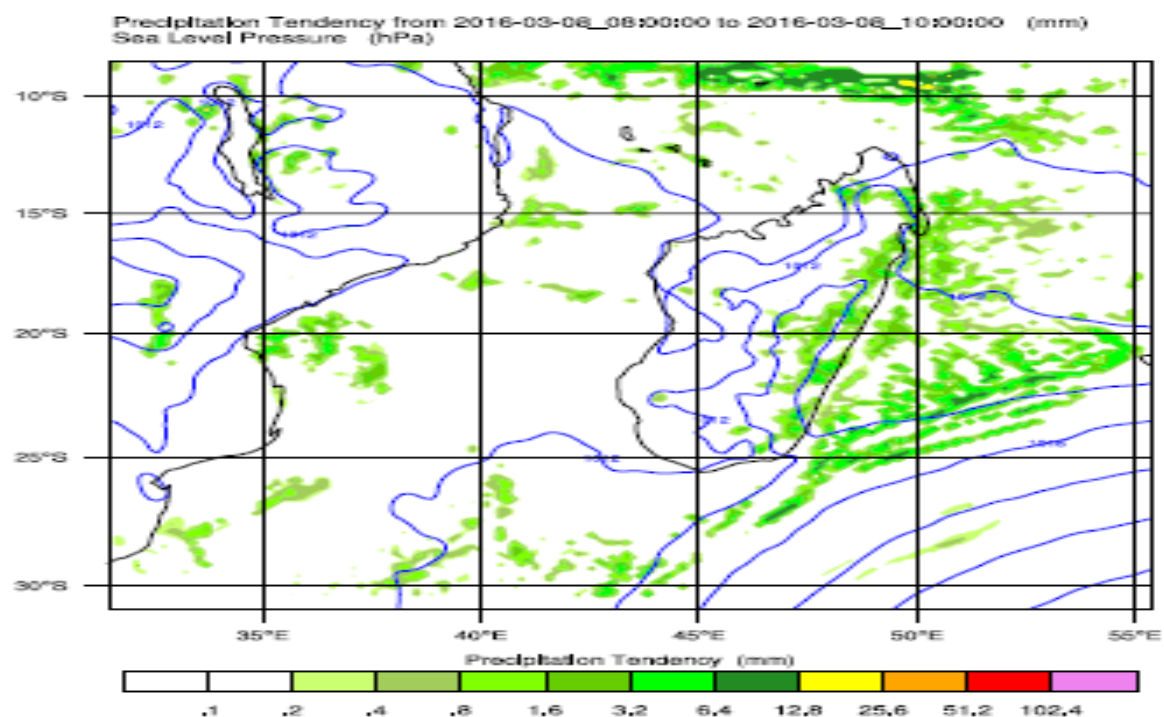


Figure 79: Photo satellite (RGB) du 08 Mars 2016 à 12TU. [19]

Système nuageux important au large de la Côte Sud-Est de Madagascar, des nuages convectifs étaient présents sur la majeure partie des Hautes-Terres.

REAL-TIME WRF

Init: 2016-03-07_00:00:00
Valid: 2016-03-08_10:00:00



REAL-TIME WRF

Init: 2016-03-07_00:00:00
Valid: 2016-03-08_12:00:00

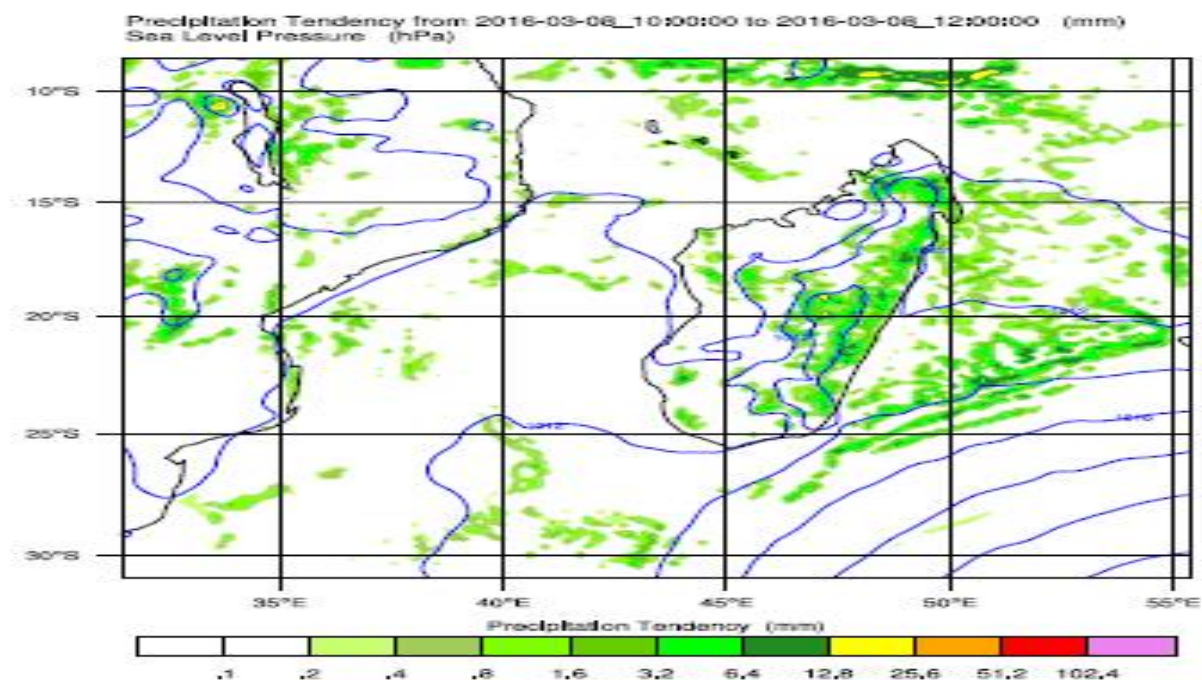


Figure 80 Tendence de la quantité de précipitations le 08 Mars 2011 de 00TU à 12TU.

Une nette évolution de la quantité de précipitations orageuses sur les Hautes-Terres entre 08TU et 12TU.

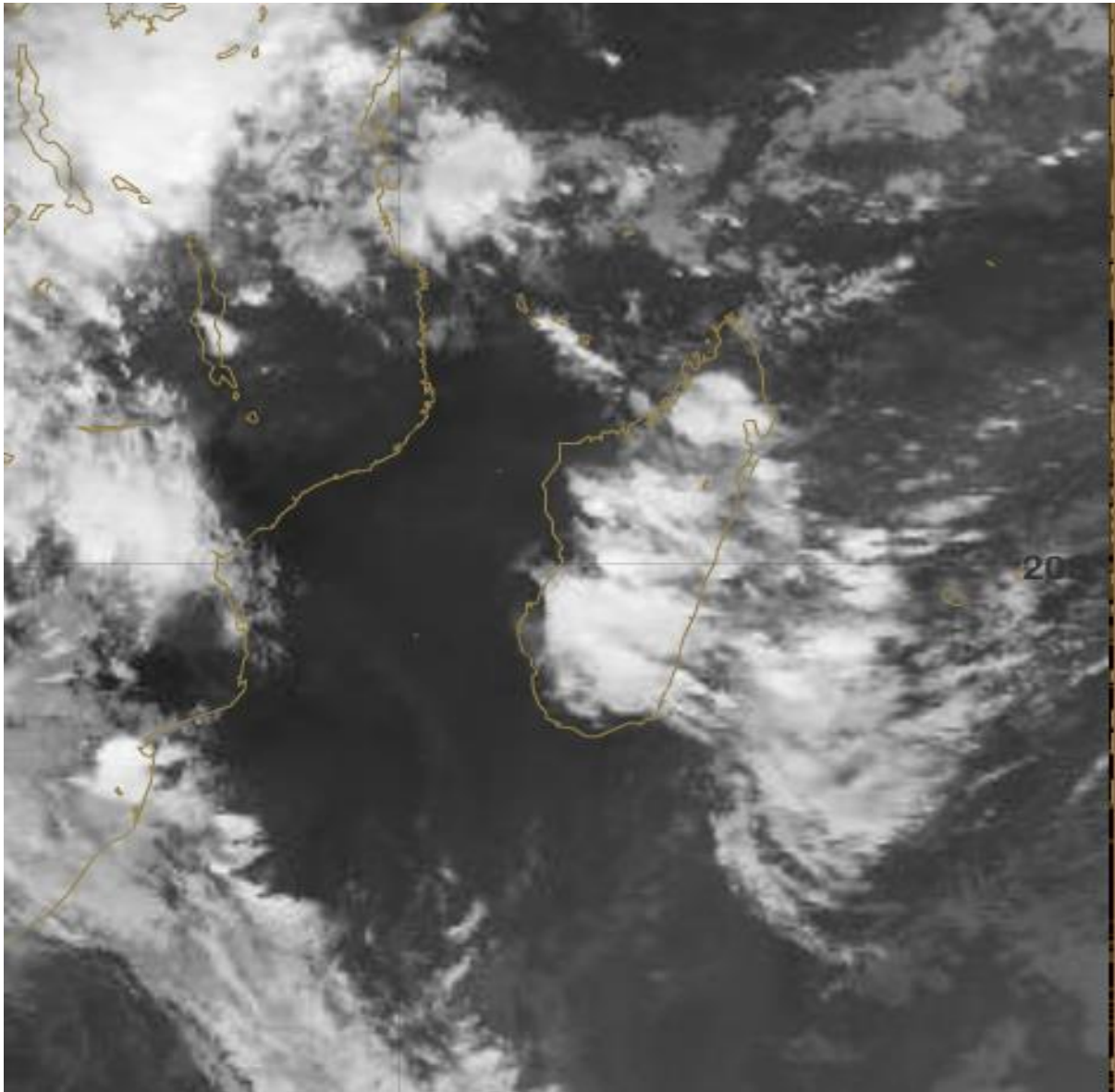


Figure 81: Photo satellite (IR 10.8) du 08 Mars 2016 à 18TU. [19]

La figure ci-dessus nous montre des nuages convectifs qui se concentrent sur les Hautes-Terres, le système nuageux qui avait influencé la Côte Sud-Est se décale plus au large par rapport à l'image précédente.

REAL-TIME WRF

Init: 2016-03-07_00:00:00
Valid: 2016-03-08_14:00:00

Precipitation Tendency from 2016-03-08_12:00:00 to 2016-03-08_14:00:00 (mm)
Sea Level Pressure (hPa)

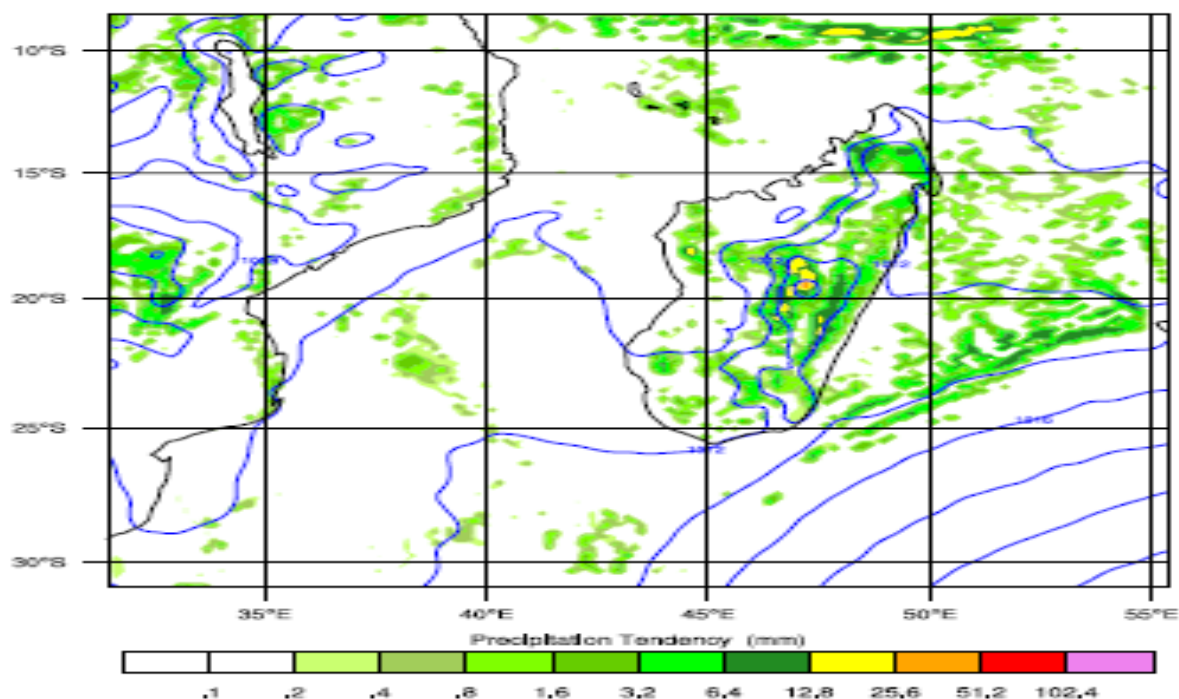


Figure 82: Tendance de la quantité de précipitations le 08 Mars 2011 de 12TU à 14TU.

REAL-TIME WRF

Init: 2016-03-07_00:00:00
Valid: 2016-03-08_16:00:00

Precipitation Tendency from 2016-03-08_14:00:00 to 2016-03-08_16:00:00 (mm)
Sea Level Pressure (hPa)

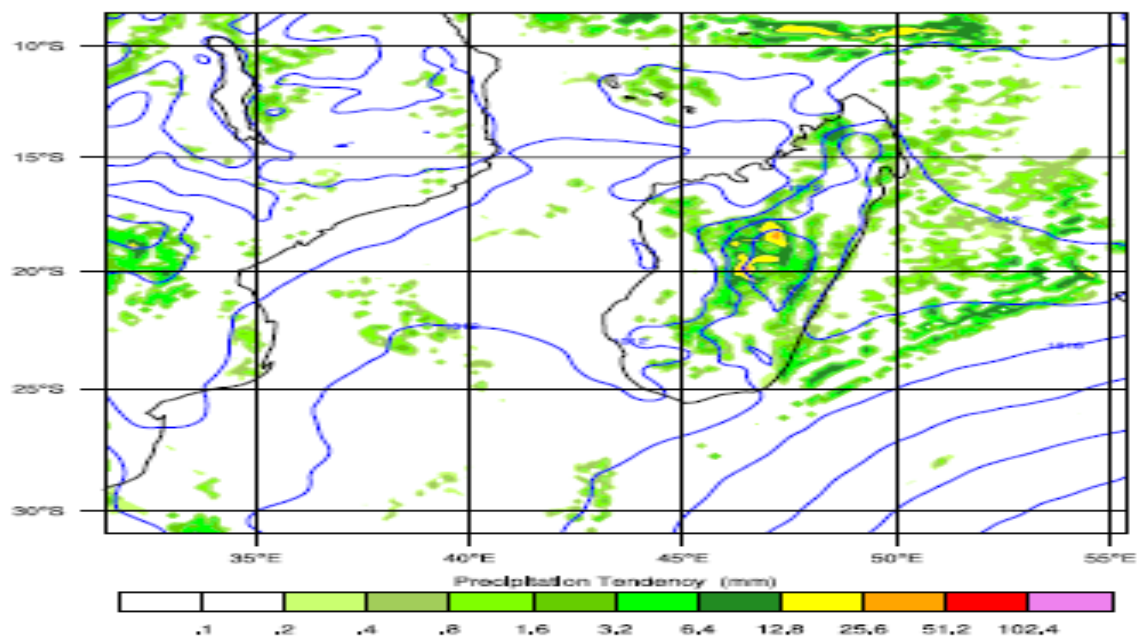


Figure 83: Tendance de la quantité de précipitations le 08 Mars 2011 de 14TU à 16TU.

Des précipitations orageuses étaient comprises entre $]6mm, 25mm[$ pendant 4heures .

CONCLUSION

La compréhension du phénomène météorologique est très importante. On a essayé de déterminer des orages, des grêles et même des tornades. Pour la première partie on avait remarqué que les nuages apportant des tornades sont très rares même inexistantes à Madagascar.

La prévision des grêles demande beaucoup d'attentions quant au niveau climatique et la position géographique du lieu en question. Donc il faudrait avoir un radar Météorologique pour voir de près l'évolution d'un nuage chaque minute. La défaillance de ce matériel nous oblige à faire de la prévision tantôt numérique, tantôt par la base d'un emagramme qui n'est pas fréquent dans notre Pays.

On constate que durant l'assimilation, les orages se manifestent en général sur les zones montagneuses et qui s'étendent sur des régions avoisinantes.

Les dates 29 Mars 2011 et 08 Mars 2016.

WRF est notre outil de travail, qui est un modèle numérique de recherche. Le modèle est souple et performant, comme dans tout domaine de prévision, son utilisation est à la portée de tous, tant à grande échelle qu'à méso échelle. Cependant, le modèle exige une bonne compréhension, de la théorie à l'application proprement dite, afin de bien maîtriser le domaine d'étude. La prévision des orages avec des phénomènes qui lui sont associés, coups de vents et grêles, est réalisée.

Elles nous emmènent à détecter les orages isolés purement convectifs non liés à des phénomènes météorologiques comme le cyclone ou la Zone de Convergence Intertropicale. Les paramètres qu'on avait utilisés confirment la mise en exergue des précipitations sur les Hautes-terres, excepté Le CAPE détecteur d'énergie, WRF qu'on avait utilisé, n'est pas apte à modéliser la demande faite de l'analyse.

EUMETRAIN nous a beaucoup aidés pour les collectes des images satellitaires de l'assimilation des données, cela nous permet de vérifier la fiabilité de l'analyse.

Vu le changement climatique actuelle, on constate que les orages sont toujours fréquents même le mois de Mars qui est la proche de la fin de saison chaude à Madagascar.

Ainsi, les orages devront-ils manifester avant le début de saison chaude ? Ou le contraire ?

Actuellement, des modèles numériques sont aux portées des prévisionnistes, sans parler des modèles Américains et Européens. La qualité de prévision demande beaucoup d'effort et de méthodes. L'objectif général de la Météorologie Madagascar est la sauvegarde de la vie humaine, car l'atmosphère restera toujours en perpétuelle évolution.

ANNEXES

ANNEXE. 1 EMMAGRAMME 761.

a) Introduction.

L'emagramme est un abaque permettant de suivre l'évolution de la pression, de la température et le rapport de mélange à saturation d'une particule d'air.

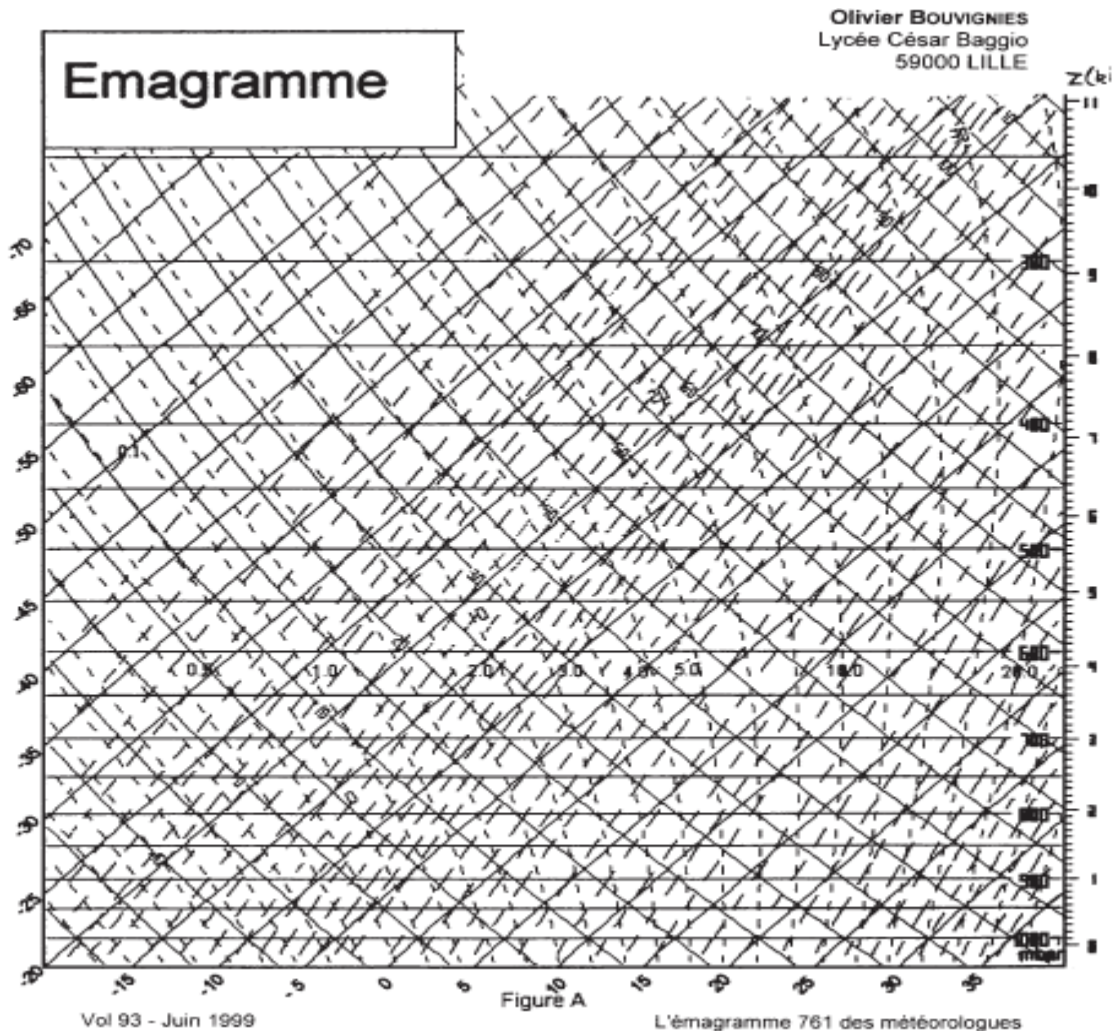


Figure 84: Emagramme761. [34]

Les différentes courbes à utiliser sont :

- Les « isobares », un déplacement sur cette ligne qui sont disposées horizontalement se fait à pression constante, l'emagramme donne toujours l'équivalence entre la pression et l'altitude. L'écartement n'est pas constant, car l'échelle de pression est logarithmique :

$$y = k \cdot \text{Log} \left(\frac{1000}{P} \right) \quad (96)$$

La constante :

$$K = \frac{R}{C_p} \text{ avec } R : \text{le rapport de mélange.}$$

C_p : Chaleur spécifique à pression constante.

Les échelles d'altitudes en kilomètres (Km) sont alignées à droite de l'emagramme qui fait correspondre avec les pressions atmosphériques.

- Les « isothermes », un déplacement sur ses lignes est équivalent à une température constante, les lignes sont inclinées à 45° et leur écartement est constant. Comme la température décroît avec l'altitude, on résume alors que :

$$\frac{\Delta T}{\Delta z} = -6,5^\circ C.Km^{-1} \quad (97)$$

A partir de $11Km$ jusqu'à $20Km$ le gradient de température est nul car on se trouve à la stratosphère :

$$\frac{\Delta T}{\Delta z} = 0^\circ C.Km^{-1}$$

Pour une atmosphère standard ou atmosphère O.A.C.I

Au niveau de la mer la température, $T_0 = 15^\circ$

Pression, $P_0 = 1013,25hPa$

Accélération de la pesanteur est constante, $g = 9,80665m.s^{-2}$

Le gradient vertical de température est constant c'est-à-dire que :

Dans la troposphère de 0 à $11Km$, $\frac{\Delta T}{\Delta z} = -6,5^\circ C.Km^{-1}$

De 11 à $20Km$, $\frac{\Delta T}{\Delta z} = 0^\circ C.Km^{-1}$ et $T_0 = -56,5^\circ C$

De 20 à $32Km$, $\frac{\Delta T}{\Delta z} = 10^3^\circ C.Km^{-1}$

Les « adiabatiques », dont les particules d'air suivent la ligne tant qu'il n'y a pas d'eau liquide.

- Les courbes d'état, à chaque niveau de l'atmosphère, on peut coupler la pression et la température, l'ensemble de ces points de température que l'on dénomme la courbe d'état. Le rapport de mélange définit comme suit :

$$r = \frac{m_v}{m_a} \quad (98)$$

Avec « m_v » est la masse de la vapeur d'eau et « m_a » la masse d'air sec.

« r » est souvent exprimé en gramme de vapeur d'eau par kilogramme d'air sec.

La masse d'air humide occupant un volume, de température et de pression est :

$$m_h = m_a + m_v \quad (99)$$

Le rapport de mélange de l'air saturé (courbe iso- r_s) :

$$r_s = 0,622 \frac{e_s(T)}{P - e_s(T)} \quad (100)$$

On note ici « e_s » comme la pression de la vapeur d'eau saturante.

Cette grandeur ne dépend donc que de la température et de pression, la courbe est représentée en tirette près de courbe de température d'écartement variable ceci est provient du fait qu'à une pression constante « e_s » croît d'une manière quasi exponentielle avec la température.

- « Pseudo-adiabatiques », pas d'échange de chaleur, mais on peut fournir de la vapeur d'eau à la parcelle d'air. Sur l'emagramme on peut avoir les adiabatiques sèches et les pseudo-adiabatiques saturés.

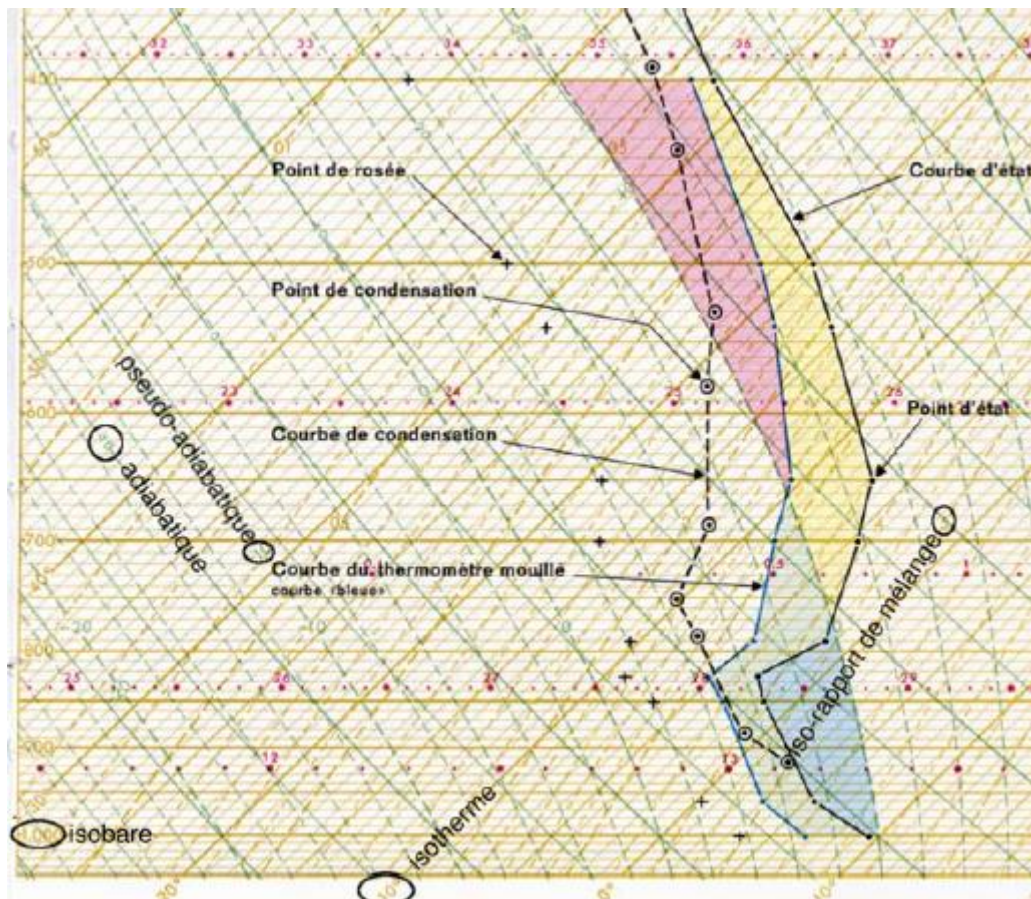


Figure 85: Légendes d'un Emagramme. [45]

- b) Fonctionnalité de l'emagramme dans la prévision du temps.

L'emagramme est un outil de travail très important pour le prévisionniste, car celui-ci lui permet de connaître l'état de l'atmosphère, et de son évolution au cours de temps.

- c) Voici quelques notions de base pour l'exploitation d'un emagramme.

En premier lieu, la valeur de la température (T) et la température au point de rosée (T_d) à la base nous permettent de connaître la valeur du point de condensation.

Notion d'instabilité :

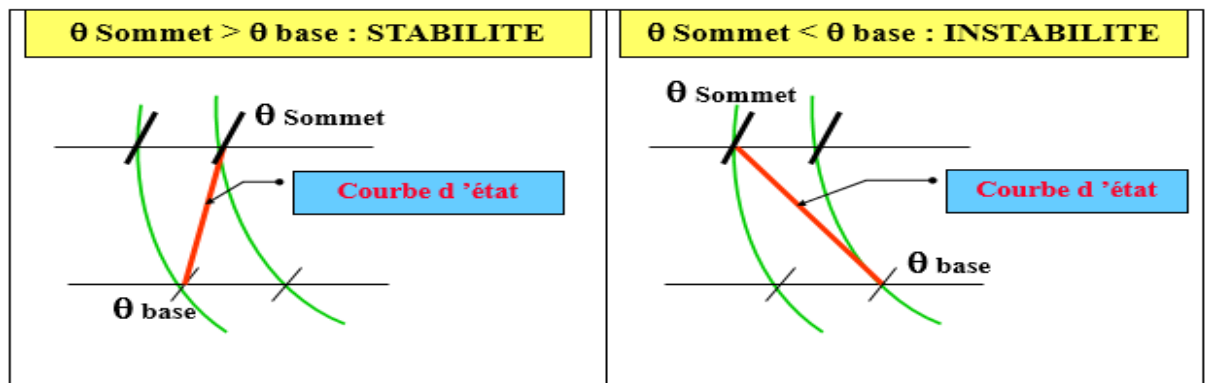


Figure 86: Stabilité et instabilité. [27]

En pratique, la connaissance de la température à la base suivie de la prévision de température maximale à la base durant la journée pourrait en tirer une conclusion que l'atmosphère est stable ou instable selon le cas cité par la figure ci-dessus.

Les indices d'instabilité :

Des méthodes sont différentes selon l'auteur, actuellement on s'applique peut les méthodes empiriques pour des raisons que des méthodes numériques sont en vogue. Les indices qui vont suivre nous aident aussi à faire de la prévision des orages et voir même son intensité.

Les indices d'instabilité peuvent être classés en trois catégories.

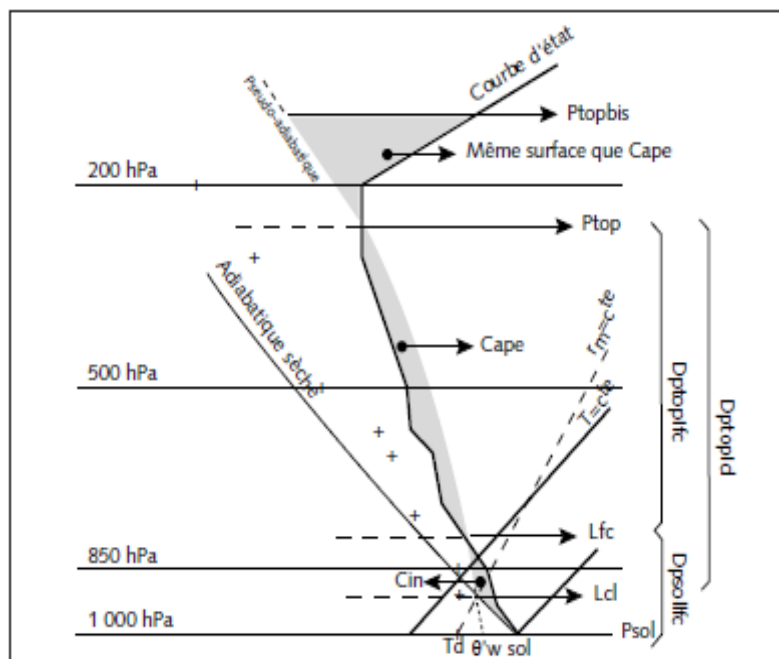


Figure 87: Paramètres liés à la théorie de la particule représentés sur un emagramme (Les points de rosée sont indiqués par une croix). [39]

- Le regroupement des paramètres liés à la théorie du soulèvement de la particule sans entraînement.
- Le niveau de condensation (LCL).
- Le niveau de convection libre (LFC), niveau auquel les forces de flottabilité deviennent positives. La flottabilité est la résultante entre le poids de la particule et la force d'Archimède à laquelle elle est soumise :

$$\vec{F}_{\text{flot.}} = \vec{F}_{\text{arch.}} + \vec{P}_{\text{part.}} \quad (101)$$

Où $\vec{P}_{\text{part.}} = \rho_{\text{part.}} V_{\text{part.}} \vec{g}$

Avec $V_{\text{part.}}$ Le volume de la particule.

$\rho_{\text{part.}}$ La masse volumique de la particule.

Explications du Fig.87

- Epaisseur du CAPE : $P_{\text{top}} - P_{\text{sol}} = D_{\text{ptoppsol}}$
- Epaisseur des nuages : $\begin{cases} D_{\text{ptopLcl}} = L_{\text{cl}} - P_{\text{top}} \\ D_{\text{ptopLfc}} = L_{\text{fc}} - P_{\text{top}} \end{cases}$
- Soulèvement initial : $D_{\text{psolLfc}} = P_{\text{sol}} - L_{\text{fc}}$, épaisseur de la zone de flottabilité négative.

Pression au sommet de nuages : P_{top} , Niveau auquel la pseudo-adiabatique suivie par la particule soulevée recoupe la courbe d'état.

Calcul d'indice d'instabilité pour Galway et Showalter.

$$I_s = T_{500} - T_{\text{px}500} \quad (102)$$

Avec : T_{500} = la température à 500hPa .

$T_{\text{px}500}$ = calculer avec la particule sol ayant la température maximale de la journée et le rapport de mélange moyen des 1 000 premiers mètres

Convention pour la représentation des indices d'instabilité. [42]

Tableau 5: Critères indice de Showalter ou Galwya. [43]

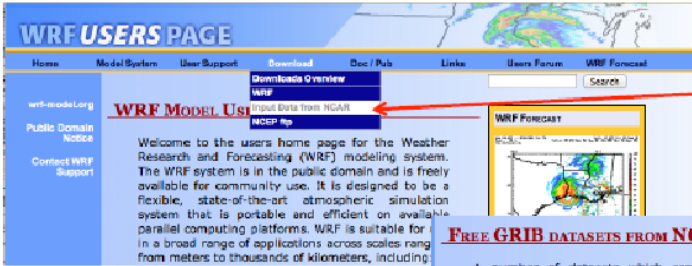
$I_s > +3$	-	Ni averses, ni orages
$+1 < I_s < +3$	+ , - 30 %	Probabilité d'averses et risque d'orages.
$-3 < I_s < +1$	+ 60 %	Probabilité d'averses et orages
$-6 < I_s < -3$	+ , + 90 %	Probabilité de forts orages
$I_s < -6$	100 %	Tornades

ANNEXE. 2 METHODE POUR PRENDRE LES DONNEES A UTILISER POUR COMPILER WRF.

Après L'inscription pour adhérer parmi les membres du « ucar.edu », voici les étapes à suivre pour accéder à bases de données demandées.

Download Datasets

- From the WRF Users' page: <http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/>



Step 1: Click Download, then scroll down and click 'Input Data from NCAR'

Step 2: Click the dataset you wish to use (for this example, we will use 'FNL from GFS')

FREE GRIB DATASETS FROM NCAR/DSS

A number of datasets which can be used as input to WPS can now be downloaded directly from the [NCAR/CISL](http://www2.mmm.ucar.edu/dss/) web site:

- You must register with a user name and password to access the data
- Only a limited number of datasets are available online
- Click on the 'Data Access' tab once on the page
- The data is free for all users to download

Available GRIB datasets: (for input to WPS)

- NCEP Final Analysis (FNL from GFS) (ds083.2): 1 degree resolution, every 6 hours
◦ <http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/>
- NCEP/NCAR Reanalysis (ds000.0): 2.5 degree resolution, every 6 hours
◦ <http://rda.ucar.edu/datasets/ds000.0/>
- NCEP GIB GDAS (ds083.0): 2.5 degree resolution, every 12 hours. - you may be able to use it if your entire domain stays in one hemisphere.
◦ <http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.0/>
- NCEP Eta/NNM (ds600.2): 40 km resolution, every 6 hours.
◦ <http://rda.ucar.edu/datasets/ds600.2/>

***Note:** NOMADS site has several types of useful data:
<http://nomads.ncdc.noaa.gov>



36

Etape 1 et 2

- Cliquer sur télécharger, choisissez les données d'entrer de NCAR.
- Cliquer sur les données que vous souhaitez à utiliser (FNL de GFS).

[illegible]

Step 4: Click 'Data Access'

Etape 3, 4, 5

- # Download Datasets (continued)
- Step 6:** Click 'Complete File List'
-
- Step 7:** Click the year you need. After this, You will click the month you need (not shown)
-
- | Group ID | Data Description | FILE COUNT |
|------------|-------------------------------|------------|
| GRIB2 2007 | GRIB2 6 HOURLY FILES for 2007 | 102 |
| GRIB2 2008 | GRIB2 6 HOURLY FILES for 2008 | 1465 |
| GRIB2 2009 | GRIB2 6 HOURLY FILES for 2009 | 1460 |
| GRIB2 2010 | GRIB2 6 HOURLY FILES for 2010 | 1460 |
| GRIB2 2011 | GRIB2 6 HOURLY FILES for 2011 | 1460 |
| GRIB2 2012 | GRIB2 6 HOURLY FILES for 2012 | 1464 |
| GRIB2 2013 | GRIB2 6 HOURLY FILES for 2013 | 1460 |
| GRIB2 2014 | GRIB2 6 HOURLY FILES for 2014 | 30 |
| TOTAL | 8/74 Subgroups | 8901 |
-

Etape 6, 7

- Entrer dans complète « file list ».
- Cliquer sur l'année où vous avez besoin, le mois n'est pas représenté.

Download Datasets (continued)

Step 8: Click a box for each time span that you need

GRIB2 2012.06 - GRIB2 6 HOURLY FILES for 2012.06

GRIB2 files can be used in the WRF. GRIB2 files have same data as GRIB1, with more compression. All analysis times are available for this month. Files have 328 fields in 52 levels/layers.

View Selected Files/Get As a Tar File | Perl Download Script | Csh Download Script

- Total 120 Files (2.0G) are listed below
- Click a file name to download a single file
- Currently 3 Files (50.89M) selected

[Scroll to END of the filelist]

INDEX	File Name	Size	Data Format	Date Archived	Group ID
☒	1 fnl_20120601_00_00	17.0M	GRIB2	06/01/2012	GRIB2 2012.06
☒	2 fnl_20120601_06_00	16.9M	GRIB2	06/01/2012	GRIB2 2012.06
☒	3 fnl_20120601_12_00	17.0M	GRIB2	06/01/2012	GRIB2 2012.06
☐	4 fnl_20120601_18_00	17.0M	GRIB2	06/01/2012	GRIB2 2012.06
☐	5 fnl_20120602_00_00	16.8M	GRIB2	06/02/2012	GRIB2 2012.06
☐	6 fnl_20120602_06_00	16.6M	GRIB2	06/02/2012	GRIB2 2012.06
☐	7 fnl_20120602_12_00	16.8M	GRIB2	06/02/2012	GRIB2 2012.06
☐	8 fnl_20120602_18_00	16.8M	GRIB2	06/02/2012	GRIB2 2012.06

Step 9: Once you have chosen All your times, click on the 'View Selected Files/Get As a Tar File' button To download one tar file with all your Dates/times



39

Etape 8,9

- Cochez la durée que vous souhaitez avoir.
- Cliquer maintenant sur « view selected files/get As tar files ».

Enfin, vous aurez un fichier « Win.rar » que vous devriez extraire.

ANNEXE. 3 DONNEES D'ENTREE POUR WPS « namelist.wps ».

```
&share
  wrf_core = 'ARW',
  max_dom = 3,
  start_date = '2011-03-28_00:00:00','2011-03-28_00:00:00',
  end_date   = '2011-03-30_18:00:00','2011-03-30_18:00:00',
  interval_seconds = 21600
  io_form_geogrid = 2,
/
```

```
&geogrid
  parent_id      = 1, 1,
  parent_grid_ratio = 1, 3,
  i_parent_start  = 1, 14,
  j_parent_start  = 1, 26,
  e_we            = 100, 151, 190
  e_sn            = 75, 151, 190
  geog_data_res   = '10m','2m','30s',
  dx              = 50000,
  dy              = 50000,
  map_proj        = 'mercator',
  ref_lat         = -21,
  ref_lon         = 48,
  truelat1        = -21,
  truelat2        = 50,
  stand_lon       = 48,
  geog_data_path  = '/home/meteo/WRF/geog'
/
```

```
&ungrib
  out_format = 'WPS',
  prefix = 'FILE',
/
```

```
&metgrid
  fg_name = 'FILE'
  io_form_metgrid = 2,
/
```

ANNEXE. 4 DONNEES D'ENTREE DANS WPS.EXE « namelist.input ».

```

&time_control

run_days                = 3,
run_hours               = 6,
run_minutes             = 0,
run_seconds             = 0,
start_year              = 2016,2016,2016
start_month             = 03,03,03
start_day               = 07,07,07
start_hour              = 00,00,00
start_minute            = 00,00;00
start_second            = 00,00;00
end_year                = 2016,2016,2016
end_month               = 03,03,03
end_day                 = 08,08,08
end_hour                = 18,18,18
end_minute              = 00,00,00
end_second              = 00,00,00
interval_seconds        = 21600,
input_from_file         = .true.,.true.,.true.,
history_interval        = 180, 60, 60
frames_per_outfile      = 1000, 1000;1000
restart                 = .false.,
restart_interval        = 5000,
io_form_history          = 2
io_form_restart         = 2
io_form_input           = 2
io_form_boundary        = 2
debug_level            = 0
/

&domains

time_step               = 180,
time_step_fract_num     = 0,
time_step_fract_den     = 1,
max_dom                 = 3,
s_we                    = 1,1,1,
e_we                    = 100, 151, 190
s_sn                     = 1,1,1,
e_sn                     = 75, 151, 190
e_vert                  = 28, 28, 28
p_top_requested         = 5000,
num_metgrid_levels      = 27,
num_metgrid_soil_levels = 0,
dx                      = 50000, 16666.66,5555.55,
dy                      = 50000, 16666.66,5555.55,
grid_id                 = 1, 2, 3,
parent_id               = 0, 1, 2,
i_parent_start          = 1, 16,50,
j_parent_start          = 1, 15,50,
parent_grid_ratio        = 1, 3, 3,
parent_time_step_ratio  = 1, 3, 3,
feedback                = 1,
smooth_option           = 0

```

```

/
&physics
mp_physics                = 3, 3, 3,
ra_lw_physics              = 3, 3, 3,
ra_sw_physics              = 1, 1, 1,
radt                       = 30,30, 30,
sf_sfclay_physics          = 1, 1, 1,
sf_surface_physics         = 1, 1, 1,
bl_pbl_physics             = 1, 1, 1,
bldt                       = 0, 0, 0,
cu_physics                 = 1, 1, 1,
cudt                       = 5, 5, 5,
isfflx                     = 1,
ifsnow                     = 0,
icloud                     = 1,
surface_input_source       = 1,
num_soil_layers            = 5,
sf_urban_physics           = 0, 0, 0,
/

&fdda
/

&dynamics
w_damping                  = 0,
diff_opt                   = 1,
km_opt                     = 4,
diff_6th_opt               = 0, 0, 0,
diff_6th_factor            = 0.12, 0.12, 0.12,
base_temp                  = 290.,
iso_temp                   = 0,
damp_opt                   = 0,
zdamp                      = 5000., 5000., 5000.,
dampcoef                   = 0.2, 0.2, 0.2,
khdif                      = 0, 0, 0;
kvdif                      = 0, 0, 0,
moist_adv_opt              = 1, 1, 1,
scalar_adv_opt             = 1, 1, 1,
non_hydrostatic            = .true., .true.,
/

&bdy_control
spec_bdy_width             = 5,
spec_zone                  = 1,
relax_zone                 = 4,
specified                  = .true., .false., .false.,
nested                     = .false.,.true., .true.,
/

&grib2
/

&namelist_quilt
nio_tasks_per_group = 0,
nio_groups = 1,
/

```

BIBLIOGRAPHIE

- [1] Eléments Météorologiques « Gilles Molini ».
- [2] OMM Workshop 2013 'la convection' « Christelle BARTHE (LACY/Cyclones) ».
- [3] Thermo_6 radiosondages « the comet program ».
- [4] Activité d'éclairs et paramètres physiques issus de l'observation radar dans les orages « Magalie BUGUET ».
- [5] ARWUsersGUIDEV3 « William C. Skamarock, Joseph B. Klemp, Jimmy Dudhia, David O. Gill, Dale M. Barker, Michael G. Duda, Xiang-Yu Huang, Wei Wang, Jordan G. Powers. »
- [6] Filière francophone de l'Informatique « TRAN Viet Trung ».
- [11] le climat « Skamarock et consort en 2008 ».
- [13] Rapport de stage « Romain Faucher ».
- [16] Physique des nuages « Docteur RABEFITIA Zo. ».
- [17] Club Aéronautique.
- [18] Les orages et le foudre « Éric Barten, Philippe Ollier, Raymond Piccoli ».
- [20] Delmas et Al., en 2007
- [24] Dynamique des systèmes convectifs « D'Orwell 1985 »
- [25] Caractéristiques dynamiques et pluviosité des lignes de grains en Afrique de l'Ouest « Docteur Amadou Thierno GAYE »
- [26] Concepts et méthodes pour le météorologiste « Christophe Calas »
- [27] Anasyg et Presyg « Sébastien METEO France »
- [28] Météorologie synoptique « Julie Thériault »
- [29] Météorologie Dynamique « Docteur RAKOTOVAZAHA Olivier »
- [30] Phénomène météorologique dangereux « IVAOTM © SL 2011 »
- [31] Physique de l'atmosphère « Enrico Torlaschi »
- [32] Holskins et Al., en 2007
- [33] Etude des transferts stratosphère- troposphère en bordure sud de la zone tropicale et impact sur le bilan d'ozone troposphérique « Docteur Jean-Luc Baray »
- [34] Bulletin de l'union des physiciens « Olivier Bouvignies »
- [35] Application du théorème d'Archimède « PICCA R. »
- [36] P. QUENEY.
- [38] Document «Meteo_Emagramme».
- [39] Indice d'instabilité et occurrence d'orage « Stéphane Sénési et Rose-May Thepenier ».
- [40] Madaplus.info le 19 Mars 2011 « N.R »
- [41] Dictionnaire de physique, Tome 2 « Père AIME-PAULIAN, professeur de physique au Collège d'Avignon ».
- [42] Caractéristiques dynamiques et pluviosité des lignes de grains en Afrique de l'Ouest « Amadou Thierno GAYE ».
- [43] Direction Générale de la Météorologie.
- [44] A Short Course in Cloud Physics « Rogers ».
- [45] Météo-Emagramme.

WEBOGRAPHIE

- [7]. <http://www.wrf-model.org>
- [8]. <http://ngwww.ucar.edu/>
- [9]. http://www.mmm.ucar.edu/mm5/WRF_post/RIP4.htm
- [10]. <http://www.iges.org/grads/>
- [12] <http://www.cheikhferhat.com/>
- [14] <http://www.meteo.be/meteo/>
- [15] <http://www.meteo.fr/>
- [19] <http://www.eumetrain.org/>
- [21] <http://www.meteofrance.fr/publications>
- [22] <http://www2010.atmos.uiuc.edu/>
- [23] <http://www.belgorage.com/>
- [37] <http://www.routard.com/>
- [38] www.weather.gov/

TABLE DES MATIERES

Lettre de remerciements.	A
SOMMAIRE	B
LISTE DES ABREVIATIONS.	E
LISTE DES FIGURES	E
LISTE DES TABLEAUX	G
INTRODUCTION	1
PARTIE.I. CONTEXTE GENERAL	2
CHAPITRE.I. GENERALITE.	3
I.1. Définition.	3
I.2. Nuages d'orages.	3
I.3. Physique des nuages.	3
I.3.1 Généralité des nuages.	3
I.3.1.1 Montrons que la pression diminue bien avec l'altitude.	4
I.3.2 Le mécanisme de la formation des nuages.	11
I.3.3 Différents types de nuages.	13
CHAPITRE.II. CLIMATOLOGIE DES ORAGES	15
II.2 DIFFERENTS TYPES D'ORAGES.	15
II.2.1 L'orage unicellulaire.	15
II.2.2 L'orage multicellulaire.	16
II.2.3 Orage provenant d'une ligne de grains.	18
II.2.4 Orages super cellulaire.	18
PARTIE.II. METHODOLOGIE	20
CHAPITRE.III. PROPRIETES PHYSIQUES DES ORAGES.	21
III.1. Notion d'échelles météorologique.	21
III.2. Organisation des cellules orageuses.	21
CHAPITRE.IV. PROPRIETES DYNAMIQUE PILOTANT LA CONVECTION.	26
IV.1 BASSE ATMOSPHERE.	26
IV.1.1 L'instabilité CAPE/CIN.	26
a) CAPE.	26
b) CIN (Convective Inhibition).	27
IV.1.2 Le cisaillement du vent.	28
IV.1.3 L'orographie et le rayonnement solaire.	29

IV.1.4 La convergence du vent.	30
IV.1.5 Le cycle diurne :.....	32
IV.2 HAUTE TROPOSPHERE.....	33
IV.2.1 Atmosphère barocline.....	33
IV.2.2 Courant-jet.	34
IV.2.3 Anomalie de tropopause (impose des mouvements ascendants, déstabilisé).....	34
IV.2.4 Out going Longwave Radiation (OLR).	35
CHAPITRE.V. LA MODELISATION METEOROLOGIQUE ET LE MODELE WEATHER RESEARCH AND FORECASTING «WRF».	36
V.1 Présentation du modele.	36
V.2 Noyau dynamique et composante physiques du modèle numérique (WRF).....	37
V.3 Code d'information et parallélisation.	38
V.4 Les équations mises en jeu avec WRF/ARW.	38
V.4.1 Coordonnées verticales et ses variables.	38
V.4.2 Les équations de flux d'Euler.	40
V.4.3 Les équations d'Humidité.	41
V. 4.4 Les différents systèmes de projections.	41
V.4.5 Les équations régissant sous forme perturbée.	43
V.4.6 Discrétisation.....	44
a) Discrétisation temporelle.....	44
b) Discrétisation spatiale.....	45
V.5 Mise en œuvre du modèle WRF.	46
V.5.1 System prétraitement (WPS).	46
a) Le programme « geogrid »......	47
b) Le programme « ungrib »......	47
c) Le programme « metgrib ».	48
V.5.2 WRF-VAR.	48
V.6 Graphiques et outils de visualisation.	48
V.6.1 NCL, Graphique NCAR.	48
V.6.2 RIP4.	48
V.6.3 GrADS.	49
V.6.4 Vis5D.	49
V.7 Emboitement.	49

V.8 Configuration du modèle WRF/ARW.....	50
V.8.1 Module WPS.....	50
a) Définir un domaine du modèle avec « geogrid »	50
b) Extraire des fichiers GRIB avec « ungrib ».....	52
c) Interpolation horizontale des données météorologiques avec « metgrib ».....	52
V.8.2 Parcours du modèle.....	53
PARTIE.III. APPLICATIONS ET INTERPRETATIONS DES RESULTATS.....	54
CHAPITRE.VI. SITUATION GEOGRAPHIQUE ET CLIMATIQUE DES HAUTES-TERRES DE MADAGASCAR.55	
VI.1 Situation géographique.....	55
VI.2 Situation climatique.....	55
CHAPITRE.VII. ASSIMILATIONS.....	56
VII.1 Analyse de la situation du 29 Mars 2011.....	56
A) Simulation en Basse Troposphère.....	56
B) Simulations en Haute Troposphère.....	64
C) Résultats de l'analyse de la situation du 29 Mars 2011.....	69
VII.2 Analyses de la situation du 08 Mars 2016.....	73
A) Simulations en Basse Troposphère.....	73
B) Simulations en Haute Troposphère.....	83
C) Résultats de l'analyse.....	88
CONCLUSION.....	92
ANNEXES	I
BIBLIOGRAPHIE	XII
WEBOGRAPHIE.....	XIII
TABLE DES MATIERES	XIV

Auteur : ANDRIAMPARISON M. Jean Hubert
Téléphones : 033 09 453 01 / 034 25 154 83
E-mail : andriamparisons@gmail.com



Titre du mémoire :

« CONTRIBUTION A LA PREVISION DES ORAGES ET GRELES SUR LES REGIONS DES HAUTES-TERRES DE MADAGASCAR EN UTILISANT LE MODELE WRF-ARW »

Nombre de pages : 121

Nombre de figures : 87

Nombre de Tableau : 05

Nombre d'Annexe : 04

RESUME.

Avant de prendre une décision pour que la population soit à l'abri des phénomènes Météo comme les orages, on devrait avoir une méthode de travail pour faciliter la tâche. Ceci est donc un manuel parmi d'autres, un outil de travail pour les prévisionnistes, on avait étudié le mois de Mars, mais des années différentes, ce n'est pas un hasard.

Le modèle numérique WRF/ARW nous a montré son efficacité avec les paramètres qu'on avait choisis. Les résultats sont spécifiques à partir du problème que l'on avait posé auparavant. Il ne reste plus qu'à appliquer en respectant les démarches citées dans la méthodologie.

Mots-clés :

Atmosphère Barocline - Cisaillement de vents en basse couche - Jet en altitude - Anomalie de la tropopause – Modèle numérique WRF- NCL- IDV5.

SUMMARY.

Before making a decision so that the population is shielded from the phenomena Meteo as thunderstorms, one should have a method of work to facilitate the task. This is thus a textbook (manual worker) among others, working tool for the forecasters, we had studied the month of Mars but of the different years, it is not a coincidence.

The digital model WRF / ARW showed us its efficiency with the parameters which we had chosen. The results(profits) are specific from the problem which we had put previously. It does not more remain than to apply by respecting the steps (initiatives) to quote in the methodology.

Keywords :

Atmosphere Barocline - Cutting of winds in low sleeps - Jet at high altitude - Anomaly of the tropopause – Numerical Model WRF- NCL-IDV5.

Directeur de mémoire : Monsieur RAKOTOVAZAHA Olivier, responsable de mention Météorologie.