

UNIVERSITE SAAD DAHLEB DE BLIDA

Faculté des sciences de l'Ingénieur

Département d'Aéronautique

MEMOIRE DE MAGISTER

En Aéronautique

Spécialité : Aéronautique

SIMULATION DU SABLE PAR LE MODELE ETA

Par

Mohamed MOKHTARI

devant le jury composé de :

S. BOUKRAA	Professeur, U. de Blida	Président
B. HAMADACHE	Mastère en météorologie, ONM	Rapporteur
T. REZOUG	Maître de conférences, U. de Blida	Rapporteur
R. HAOUI	Maître de conférences, U.S.T.H.B. Alger	Examineur
B. BENAOUA-ZOUAOU	Maître de conférences, U. de Blida	Examineur
L. AMTOUT	Chargé de cours, U. de Blida	Examineur

Blida, Novembre 2005

الملخص

هذه الدراسة تركز أساساً على النموذج الرقمي الذي طوره نيكوفيك و دوبروسيك، في جامعة أثينا، لإرصاد ظاهرة زحف الرمال، والملحق بالنموذج الرقمي " إيتا " لتنبأ بالأحوال الجوية.

إن فهم ورصد ظاهرة زحف الرمال بالتقنيات الرقمية، باستعمال الإعلام الآلي، له أهمية بالغة وجوهرية للقطاعات الاقتصادية كالملاحة الجوية، النقل البري وكذا القطاع الفلاحي... إلخ.

لهذا اقترحنا من خلال هذا العمل أن نساهم في تحسين فعالية النموذج في إرصاده لدورة الرمال في الجو وبالتالي التنبأ بتركيزها في الجو وذلك بالقيام بإرصاد عدة حالات جوية المتميزة بالزوابع الرملية والتي مست مختلف المناطق الشمالية للوطن وكذا البحر الأبيض المتوسط.

الجزء الأول لهذا العمل خصص لإبراز وشرح المنهج المتبع في النموذج " إيتا " لصياغة دورة الرمال في الجو والمتمثلة في ثلاث مراحل: مرحلة التعبئة، مرحلة النقل ومرحلة الرسوب. بعد استعراض مختلف العلاقات التي تلخص هذه الدورة، المستعملة حالياً في النموذج " إيتا " للديوان الوطني للإرصاد الجوية، قمنا به بإرصاد بعض الحالات الجوية. تحليل النتائج المتحصلة عليها سمحت لنا بحصر وإثبات التعديلات الممكن إدراجها في النموذج لتحسين فعاليته.

بعد إجراء التعديلات على النموذج الأصلي و التي شملت : الغطاء النباتي، السرعة الدنيى التي من أجلها تبدأ مرحلة التعبئة، العلاقة التي تتحكم في شدة تدفق الرمال من السطح، وأخيراً التراكيز الجزئية لمختلف اصناف جزيئات الرمال، قمنا برصد نفس الحالات الجوية السابقة. وبعد معاينة النتائج المحصل عليها بهذا النموذج وجدناها بأنها افضل من النتائج السابقة (أي النتائج المحصل عليها بالنموذج الغير المعدل) وهذا ما نستعرضه في المرحلة الأخيرة لهذا العمل.

النتائج المحصل عليها بالنموذج المعدل، جد مشجعة، إلا أنها غير كافية ولذلك توسيع هذه الدراسة لاستيعاب مختلف العوامل التي تتحكم في ظاهرة زحف الرمال ورصد حالات أخرى بهذا النموذج أمر ضروري لتحسين فعالية النموذج.

RESUME

Cette étude est basée sur le module de traitement du sable développé et intégré dans le modèle ETA, par NICKOVIC et DOBRICIC à l'université d'Athènes. La compréhension et le traitement du sable par des techniques numériques sont d'une importance capitale pour des secteurs économiques vitaux comme l'aéronautique, le transport routier, l'agriculture etc....

C'est pourquoi dans cette étude, on se propose de contribuer à l'amélioration des performances du modèle ETA, dans le traitement du cycle de vie du sable et donc de la prévision de sa concentration, grâce à diverses simulations réalisées sur des situations météorologiques, où le sable a été transportée vers le nord du pays et la méditerranée.

La première partie de ce travail a été consacrée à la description de la méthode utilisée pour modéliser le cycle de vie du sable, qui se résume en trois phases : la mobilisation, le transport et le dépôt. Après la description des équations utilisées dans le traitement du sable, par le modèle ETA qui est actuellement opérationnel à l'ONM, des simulations sur des situations météorologiques ont été réalisées. L'analyse des résultats de ces simulations a permis d'identifier les modifications qu'il y a lieu d'apporter au module « sable » du modèle, afin d'améliorer la prévision de la concentration et donc de la visibilité.

Les simulations réalisées à l'aide du modèle modifié (mask, seuil de la vitesse d'érosion, flux de surface et concentrations partielles) sont meilleures que celles réalisées à l'aide du modèle original, comme il sera exposé dans la dernière partie de cette étude.

Les résultats obtenus grâce au modèle modifié, sont encourageants, mais d'autres simulations sont nécessaires pour l'amélioration des scores et pour une meilleure maîtrise des différents éléments qui interviennent dans la genèse de ce phénomène.

ABSTRACT

This study is based on the package related to the processing of dust which was developed and integrated in the ETA model by NICKOVIC and DOBRICIC at Athens's University. The understanding and the processing of the dust by numerical techniques are very important for the economical areas as aeronautical, land transport, agriculture etc....

That why, our proposal in this study is to contribute to the improvement of ETA model performances in the processing of dust cycle and the forecast of its concentration, with the execution of various simulations based on meteorological situations where dust was effectively advected from the Sahara to the western Mediterranean basin and the Algerian coasts.

The first part of this work was devoted to the description of the method which was used to simulate the life cycle of dust, which can be described by the following three phases: mobilisation, transport and deposition, using numerical processes. After the description of the equations used in the processing of dust, by the operational ETA model, which is under use at the National Meteorological Office, simulations based on meteorological situation was achieved. The analysis of the results permitted to identify the modifications which are necessary to introduce in the dust package, in order to improve the forecast of the dust concentration and then the visibility.

The results obtained by the simulations achieved by using the modified model (mask, friction velocity threshold, surface dust fluxes and partial concentrations) are better than the ones achieved by the original model, as presented in the last part of this study.

The results obtained by the modified model, are very interesting, but other simulations are necessary to improve the scores and also to control, in a better way, the different elements which plays a great role in the life cycle of this phenomenon.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier Monsieur le Directeur Général de l'ONM, pour m'avoir accueilli dans son établissement.

Un grand merci également à Monsieur A.TERCHI, Directeur du Centre National des Prévisions Météorologiques (CNPM) de l'ONM, pour m'avoir accueilli au sein du laboratoire de Prévision Numérique du Temps (PNT).

Je remercie particulièrement Mrs T. REZOUG et B. HAMADACHE, pour avoir eu l'amabilité d'encadrer cette thèse et pour m'avoir également fait découvrir le monde de la recherche.

Je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à Monsieur S. BOUKRAA (professeur, U. de Blida), qui m'a fait l'honneur, malgré ses multiples responsabilités, d'assurer la présidence du jury.

J'exprime tous mes remerciements à Messieurs : R. HAOUI (Maître de conférences à l'USTHB), B. BENOUDA-ZOUAOUI (Maître de conférences, U. de Blida) et L. AMTOUT (Chargé de cours, U. de Blida), qui ont bien voulu accepter, malgré leurs nombreuses occupations, de participer au jury.

Un grand merci à Mrs O. BRACHEMI et M.A. BENAMARA, pour leurs constante disponibilité et leur aide.

Merci à tous les membres de la division PNT et toute la famille météo pour leur amabilité.

A tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à la concrétisation de ce document.

Mohamed MOKHTARI

LISTE DES ILLUSTRATIONS GRAPHIQUES ET TABLEAUX

Figure 1.1 : Schéma conceptuel des processus physiques et des interactions qui les lient.....	19
Figure 1.2 : La grille verticale en coordonnée σ	20
Figure 1.3 : Discrétisation verticale et emplacement des variables.....	23
Figure 1.4 : Représentation schématique de la zone de pilotage.....	26
Figure 1.5 : Représentation de la fonction d'atténuation P.....	27
Figure 1.6 : Représentation des iso-lignes de la fonction d'atténuation sur une grille décalée.....	28
Figure 2.1 : Discrétisation horizontale et la disposition des variables sur la grille E d'Arakawa.....	33
Figure 2.2 : Discrétisation verticale et la disposition des variables selon la verticale.....	35
Figure 3.1 : Représentation schématique de la Couche Limite Atmosphérique.....	43
Figure 3.2 : Variation diurne de la couche limite atmosphérique.....	45
Figure 3.3 : Allures des courbes des variables atmosphériques dans la couche de surface.....	52
Figure 4.1 : Processus du bombardement responsable de l'érosion du sol d'après ALFARO,1997.....	63
Figure 4.2 : Représentation schématique de l'équation de la concentration de sable.....	65
Figure 4.3 : Fraction de la grille de modèle couverte par le désert ; N=8 points végétation/désert dans une boîte de la grille de modèle.....	68
Figure 4.4 : Fraction de la grille de modèle couverte par le désert; aucun point végétation/désert dans la grille du modèle.....	69
Figure 4.5 : Représentation des sources potentielles du sable.....	71
Figure 4.6 : Production de sable au-dessous de la vitesse limite de frottement.....	75
Figure 4.7 : Représentation schématique de la première couche du modèle.....	77
Figure 4.8 : Distribution des quantités C avant l'application de la méthode de linéarisation par partie	89
Figure 4.9 : Variation linéaire des quantités C à partir des valeurs au centre des couches.....	90
Figure 4.10: Advection verticale de la concentration C dans le cas positif	93
Figure 4.11: Advection verticale de la concentration C dans le cas négatif.....	93
Figure 5.1 : Flux de surface, en fonction de la vitesse de frottements.....	98
Figure 5.2 : Longueur de rugosité utilisée par le modèle ETA.....	100
Figure 5.3 : Situation météorologique du: 20 -02- 2004 à 18 heures (éch. 18 h).....	102
Figure 5.4 : Situation météorologique du: 21 -02- 2004 à 12 heures (éch. 24 h).....	103
Figure 5.5 : Situation météorologique du: 22 -02- 2004 à 00 heures (éch. 36 h).....	104
Figure 5.6a: Cartes des iso-visibilités à différentes échéances pour le 20-02-04 à 18 h « modèle modifié ».....	106
Figure 5.6b: Cartes des iso-visibilités à différentes échéances pour le 20-02-04 à 18 h « modèle non modifié ».....	107
Figure 5.7a: Cartes des iso-visibilités à différentes échéances pour le 21-02-04 à 00 h « modèle modifié ».....	108
Figure 5.7b: Cartes des iso-visibilités à différentes échéances pour le 21-02-04 à 00 h « modèle non modifié ».....	109

Figure 5.8a: Cartes des iso-visibilités à différentes échéances pour le 21-02-04 à 06 h « modèle modifié ».....	110
Figure 5.8b: Cartes des iso-visibilités à différentes échéances pour le 21-02-04 à 06 h « modèle non modifié ».....	111
Figure 5.9a: Cartes des iso-visibilités à différentes échéances pour le 21-02-04 à 12 h « modèle modifié ».....	112
Figure 5.9b: Cartes des iso-visibilités à différentes échéances pour le 21-02-04 à 12 h « modèle non modifié ».....	113
Figure 5.10a: Cartes des iso-visibilités à différentes échéances pour le 21-02-04 à 18 h « modèle modifié ».....	114
Figure 5.10b: Cartes des iso-visibilités à différentes échéances pour le 21-02-04 à 18 h « modèle non modifié ».....	115
Figure 5.11a: Cartes des iso-visibilités à différentes échéances pour le 22-02-04 à 00 h « modèle modifié ».....	116
Figure 5.11b: Cartes des iso-visibilités à différentes échéances pour le 22-02-04 à 00 h « modèle non modifié ».....	117
Figure 5.12a: Cartes des iso-visibilités à différentes échéances pour le 22-02-04 à 06 h « modèle modifié ».....	118
Figure 5.12b: Cartes des iso-visibilités à différentes échéances pour le 22-02-04 à 06 h « modèle non modifié ».....	119
Figure 5.13: Concentration de sable à 24 heures et 36 heures d'échéances pour le 21 -02- 04 à 12h.....	121
Figure 5.14: Observation satellitaire pour le 21 -02- 04 à 12h.....	121
Figure 5.15: Concentration de sable à 24 heures et 36 heures d'échéances pour le 22 -02- 04 à 00 h.....	122
Figure 5.16: Photo satellite du 22 -02- 04 à 00h.....	122
Figure 5.17: Evolution de la prévision en fonction de l'échéance.....	124
Figure 5.18: Cumul de sable sédimenté du 20-02-04 à 18h au 22-02-04 à 00 h.....	127
Figure 5.19: Evolution du flux turbulent et de la vitesse de frottement du 20 -02- 04 à 18 h au 22 -02- 04 à 00 h.....	131
Figure 5.20: Profils verticaux de la concentration de sable pour Bechar et Alger.....	133
Figure B.1 : Organigramme du programme principale D_EBU	140
Figure C.1 : Organigramme de sous-programme DP_DUST.....	144
Figure C.2 : Boucle correspondante à la paramétrisation de la couche de surface.....	146

Tableau 1.1: Quelques phénomènes atmosphériques en fonction des échelles (d'après HALTINER et WILLIAMS, 1980).....	15
Tableau 3.1: Classes de rugosité.....	44
Tableau 4.1: Classement des stations par nombre moyen annuel de jours de vent de sable pour la période 1951-1957.....	61
Tableau 4.2: Répartition des jours du vent de sable selon leurs types durant l'année suivant M. LAPORTE (1951-1957).....	62
Tableau 4.3: Le mask M (en fonction du couvert végétal) d'après OLSON WORLD ECOSYSTEM.....	66
Tableau 4.4: Correspondance entre les classes de textures et les types du sol ainsi que les contributions relatives : d'argile, de poussières et d'alluvions.....	70
Tableau 4.5: Caractéristiques des particules du sable.....	70
Tableau 4.6: Correspondance entre les classes de la texture du sol et w'	74

Tableau 4.7: Valeurs de $\frac{1}{\sqrt{C_{D0}}}$ et «Ge» pour différents régimes d'écoulement.....	83
Tableau 4.8: Paramètres relatifs au dépôt de sable sur les surfaces couvertes Par la végétation	84
Tableau 4.9: Table de correspondance entre la concentration de sable et la Visibilité (B. HAMADACHE et al., 2001).....	95
Tableau 5.1: Données d'observations pour le 20 - 02 - 04 à 18 heures.....	106
Tableau 5.2: Données d'observations pour le 21 - 02 - 04 à 00 heures.....	108
Tableau 5.3: Données d'observations pour le 21 - 02 - 04 à 06 heures	110
Tableau 5.4: Données d'observations pour le 21 - 02 - 04 à 12 heures.....	112
Tableau 5.5: Données d'observations pour le 21 - 02 - 04 à 18 heures.....	114
Tableau 5.6: Données d'observations pour le 22 - 02 - 04 à 00 heures.....	116
Tableau 5.7: Données d'observations pour le 22 - 02 - 04 à 06 heures.....	118

TABLE DES MATIERES

RESUME :.....	1
REMERCEMENTS :.....	4
TABLE DES MATIERES :.....	5
LISTE DES ILLUSTRATIONS, GRAPHIQUES ET TABLEAUX :.....	7
INTRODUCTION.....	10
1. GENERALITES.....	12
1.1. Historique	13
1.2. Modèle numérique de prévision du temps.....	14
1.3. Ecriture des équations en coordonnée pression	19
1.4. Ecriture des équations en coordonnée pression normalisée (sigma)	20
1.5. Les conditions initiales	24
1.6. Les conditions aux limites et le pilotage des modèles numérique	25
1.7. Le problème de la stabilité des algorithmes.....	29
2. DESCRIPTION DU MODELE ETA.....	31
2.1 Coordonnée hybride η	32
2.2. Discrétisation horizontale	32
2.3. Discrétisation verticale	34
2.4. La dynamique du modèle	36
2.5. Les schémas de paramétrisation.....	39
2.6. Les routines principales du modèle ETA.....	40
3. LA COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE.....	42
3.1. Introduction	42
3.2. Découpage de la couche limite atmosphérique (CLA)	42
3.3. Régime d'écoulement dans la couche limite atmosphérique.....	44
3.4. Schéma de Paramétrisation de la CLS dans le modèle ETA.....	46
3.5. La sous couche visqueuse	51
3.6. Cas de la convection libre "Correction de BELJAARS"	59
4. TRAITEMENT DE SABLE PAR LE MODELE ETA.....	60
4.1. Répartition des jours du vent de sable durant l'année sur l'Algérie.....	60
4.2. Cycle atmosphérique de sable.....	62
4.3. Modélisation du sable.....	63
4.3.1. La concentration de sable.....	64
4.3.2 Les sources potentielles de sable.....	65
4.4. Evaluation du terme $\left. \frac{\partial C_k}{\partial t} \right)_{source}$ de l'équation de la concentration.....	71

4.4.1. La concentration de surface.....	71
4.4.2. Seuil de la vitesse de frottement.....	73
4.4.3. Effet de la sous couche visqueuse.....	76
4.4.4 Effet de la convection libre.....	79
4.5. Dépôt du sable.....	81
4.5.1 Dépôt sec.....	81
4.5.2 Dépôt humide.....	86
4.6. Advection horizontale.....	87
4.7. Advection verticale.....	88
4.8. Diffusion verticale.....	93
4.9. Diffusion latérale.....	94
4.10. Relation entre la concentration de sable et la visibilité.....	94
4.11. Structure de sous-programme DP_DUST.....	95
5. ACTIONS ENTREPRISES ET RESULTATS.....	96
5.1. Objectifs de ce travail	96
5.2. Modifications apportées au modèle opérationnel.....	97
5.3. Choix du domaine.....	100
5.4. Analyse synoptique de la situation des 20, 21 et 22 février 2004.....	101
5.5. Analyse des iso-visibilités.....	105
5.6. Validation avec les données satellitaires.....	120
5.7. Evolution de la prévision en fonction de l'échéance.....	123
5.8. Dépôt de sable.....	125
5.9. Flux de surface et vitesse de frottement.....	128
5.10. Concentration de sable suivant la verticale	132
CONCLUSION.....	134
APPENDICES.....	136
A. Liste des symboles et des abréviations	136
B. Organigramme de programme principal D_EBE.....	139
C. Organigramme de sous-programme DP_DUST.....	143
REFERENCES.....	147

INTRODUCTION

L'advection de sable des régions sahariennes vers les régions septentrionales a été observée depuis longtemps. En effet les aérosols de nature désertiques représentent environ 40% des émissions globales en aérosols troposphériques (IPCC, 2001) [1]. Ces aérosols ont un impact important sur le climat, en modifiant le bilan radiatif terrestre (diminution du flux solaire incident en surface et/ou un réchauffement de l'atmosphère) et aussi sur l'économie du pays, en particulier le trafic aérien. Ils sont principalement produits par l'érosion éolienne des surfaces arides et semi-arides de la planète. Leur transport concerne la totalité des zones subtropicales, la Méditerranée et l'Atlantique. Le dépôt de ces aérosols terrigènes sur les surfaces continentales et océaniques, constitue pour certains écosystèmes un apport important en éléments limitant leur fonctionnement (fer, phosphore, ...) (Duce et al., 1991 ; Swap et al., 1992) [1]. Par ailleurs, il est maintenant admis que ces aérosols minéraux sont impliqués dans des processus chimiques multiphasiques (Arimoto, 1999) au travers desquels ils interagissent avec des espèces azotées (Manabe and Gotlieb, 1992; Wu and Okada, 1994) ou soufrées (Parungo et al., 1995; Dentener et al., 1996) [1]. Ainsi, ils peuvent modifier les propriétés d'acidité (Zhao et al., 1988; Varma, 1989), de nombre, de taille et de composition chimique d'autres familles d'aérosol [1].

La durée de vie des aérosols désertiques dans l'atmosphère est de l'ordre de quelques jours. En effet, ces aérosols sont éliminés soit par une sédimentation sèche relativement efficace, du fait de la dimension de ces aérosols (micronique), soit par lessivage de l'atmosphère suite à des précipitations. L'effet conjugué de cette courte durée de vie avec la localisation différenciée des principales sources, n'autorise pas une réelle homogénéisation des concentrations à l'échelle globale et induit une forte variabilité temporelle. Par ailleurs, l'émission de poussières par l'érosion éolienne est un phénomène à seuil, qui ne se produit que lorsque la vitesse du vent atteint une certaine limite. Ces émissions sont donc sporadiques et leurs fréquences sont fortement reliées aux variations des régimes de vent à toutes les échelles de temps : journalière, saisonnière, interannuelle. Il est donc nécessaire de représenter et de comprendre les interactions entre les paramètres météorologiques et le cycle de vie des aérosols désertiques pour évaluer correctement leurs impacts.

Plusieurs modèles numériques sont mis en évidence pour modéliser le cycle de vie de ces aérosols. Le module relatif au traitement du sable dans le modèle ETA, a été développé par NICKOVIC et DOBRICIC à l'université d'Athènes [2], est l'un des modèles les plus performants.

Dans le cadre de cette étude, on va décrire de façon détaillée, les différents processus responsables du soulèvement, du transport et du dépôt de cette matière ainsi que les techniques utilisées pour la modélisation du sable. Les sorties de modèle (concentrations de sable en $(\mu g / m^3)$), sont converties en visibilité, en utilisant la relation déterminée par BERTRAND[3]. Ces champs de visibilité sont plus faciles à interpréter par les prévisionnistes et les utilisateurs des produits de la météorologie tels que la sécurité routière, le trafic aérien etc....

Pour valider le modèle, plusieurs simulations sur des situations météorologiques de vent de sable ont été faites. Les résultats obtenus sont ensuite comparés dans un premier temps aux données d'observation obtenues à partir des différentes stations météorologiques implantées à travers le territoire national et dans un deuxième temps, aux données satellitaires TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer).

CHAPITRE 1

GENERALITES SUR LA PREVISION NUMERIQUE DU TEMPS

La météorologie présente systématiquement les caractéristiques d'une science très jeune aux racines très anciennes. Présente au quotidien dans les préoccupations des hommes, et cela dès la plus haute antiquité, elle n'a pu trouver les voies de son expression rationnelle qu'à travers la lente conceptualisation de certaines grandeurs physiques permettant une observation météorologique quantifiée au sol, telles que la direction et la vitesse du vent, la pression atmosphérique, la température, l'humidité de l'air. Cette construction des outils météorologiques actuels a dû se prolonger du seizième au dix-huitième siècle, alors qu'il a suffi du siècle suivant pour découvrir et entreprendre de résoudre trois problèmes préalables à tout passage à une météorologie pratique : l'obtention de données en altitude, l'élaboration d'une méthode de suivi des perturbations atmosphériques et la mise en place d'un réseau international et synchronisé d'observations et de transmission assurant ce suivi (des réseaux d'observation existaient depuis longtemps, mais à des fins climatologiques). Dès le premier quart du vingtième siècle, l'organisation d'un réseau mondial, les progrès des transmissions, l'invention du radiosondage ont mieux isolé un obstacle essentiel, à savoir, l'impossibilité de résoudre de façon rapide et réaliste le système d'équations destiné à prévoir l'évolution de l'atmosphère quand l'état de celle-ci est supposé connu à l'instant initial de la prévision.

Contourner l'obstacle précédent par des interprétations à la fois physiques et cartographiques a longtemps été le lot des prévisionnistes, jusqu'à ce que le développement des ordinateurs, dans la deuxième moitié du vingtième siècle, permît l'exploitation de modèles numériques de prévision, capables de calculer rapidement des solutions approchées du système d'équations météorologiques. Depuis lors, une osmose s'est établie entre la montée en puissance des ordinateurs et la sophistication toujours plus grande des modèles utilisés : pareille révolution informatique, qui ouvre de nouveaux domaines de prévision, s'accompagne d'une révolution technologique fondée sur l'emploi des satellites météorologiques (dans l'observation et la télécommunication), mais aussi des radars météorologiques, des bouées, des stations automatiques, des instruments de télédétection, etc. Et à mesure que ce bouleversement technique s'insère dans l'organisation mondiale de la veille, de l'expérimentation et de la coopération météorologique, il se répercute dans les

médias et ne cesse d'amplifier la participation actuelle de la science météorologique à la vie économique, sociale et culturelle.

1.1. Historique

L'histoire de la prévision numérique du temps a été jalonnée par un certain nombre d'étapes qui se sont révélées décisives pour l'évolution de cette discipline.

Dès 1904, le Norvégien BJERKNES reconnaît que la prévision du temps est fondamentalement un problème déterministe dit «de valeurs initiales» de la physique mathématique. «S'il est vrai, comme tout scientifique le croit, que les états futurs de l'atmosphère sont déterminés à partir des précédents, conformément aux lois physiques, il est donc clair que les conditions nécessaires et suffisantes pour déterminer rationnellement le problème de la prévision du temps sont les suivantes :

- Une connaissance suffisamment précise de l'état de l'atmosphère à l'instant initial.
- Une connaissance suffisamment précise des lois selon lesquelles un état de l'atmosphère se développe à partir du précédent ».

Cependant, il réalise que ce problème n'est pas soluble de façon simple, en raison de la non linéarité des équations aux dérivées partielles, qu'on doit intégrer.

Entre 1916 et 1922, l'Anglais L.C. RICHARDSON essaya d'intégrer les équations de la prévision du temps de façon approchée. Il réalisa une prévision à 6 heures d'échéance qui s'avéra complètement irréaliste. Ses travaux ont été publiés en 1922, dans un livre resté célèbre (*Weather Prediction by Numerical process*), qui contient une vision à caractère prémonitoire, notant que «64000 calculateurs humains seraient nécessaires pour prendre de vitesse le temps sur l'ensemble du globe» [4]. Il imagina une chaîne de traitement, qu'on appelle «l'amphithéâtre de RICHARDSON».

En 1928, les mathématiciens allemands COURANT, FRIEDRICHS et LEWY étudient de façon systématique la façon de résoudre les équations aux dérivées partielles à l'aide des différences finies (condition CFL).

En 1939 le Suédois C.G. ROSSBY propose d'effectuer, sur les équations utilisées par Richardson, un certain nombre d'approximations. Parallèlement vers 1945, le premier

calculateur électronique (l'ENIAC) vit le jour à Princeton (USA), grâce à l'impulsion du mathématicien J. VON NEUMANN.

En 1950, l'Américain J. CHARNEY, le Norvégien R. FJORTOFT et J. VON NEUMANN réalisent la première prévision numérique du temps, en utilisant le système proposé par ROSSBY et la puissance de calcul de l'ENIAC. Cette expérience historique marqua ainsi le point de départ de la prévision numérique moderne.

En 1956, le norvégien A. ELIASSEN propose un retour au système d'équations utilisé par RICHARDSON (désormais appelées équations primitives). Cette tentative est suivie par des essais positifs réalisés en 1959, par K. HINKELMAN en Allemagne.

Par la suite ce sont les «techniciens», qui ont pris en charge cette discipline, en suivant la voie tracée par les scientifiques, en affinant sans cesse la précision des calculs effectués. La puissance de calcul aidant, les produits de la prévision numérique du temps, sont en constante amélioration, grâce au développement de modèles numériques de plus en plus sophistiqués.

1.2. Modèle numérique de prévision du temps

Un modèle numérique de prévision du temps est basé sur un système complet de lois physiques (les équations de conservation de la masse, de la quantité de mouvement, de l'énergie et du moment angulaire). Cependant pour que le problème soit mathématiquement bien posé, il y a lieu de disposer en plus des équations :

1. D'un domaine D fermé par une frontière F .
2. De conditions initiales sur D et F à l'instant $t = 0$.
3. D'équations d'évolution (équation aux dérivées partielles) qui comprennent la partie dynamique et la partie physique du modèle.
4. De conditions aux limites sur la frontière F , quel que soit t :
 - dans le cas où le domaine D est la sphère terrestre, ce domaine est naturellement fermé et le problème ne se pose pas, tout au moins pour l'horizontale.
 - dans le cas où le domaine D est limité par une frontière, il sera alors nécessaire de faire des suppositions plus ou moins justifiées quant à l'évolution des variables sur la frontière F .

1.2.1. L'atmosphère terrestre

L'atmosphère est une couche gazeuse, d'épaisseur très difficile à déterminer, qui entoure le globe terrestre. Elle obéit à un ensemble de lois physiques. La modélisation de l'atmosphère nécessite en premier lieu la connaissance de ces lois, puis la façon mathématique de les formuler et enfin les paramètres qui rentrent en jeu tels que, la pression, la température, l'humidité et le mouvement (vitesse et direction) en de nombreux points de l'espace atmosphérique. Comme dans toutes les disciplines, avant d'entamer une quelconque étude, on adopte une échelle en fonction de l'importance des phénomènes à étudier. Ces phénomènes sont donnés d'après HALTINER et WILLIAMS (1980) comme suite [5] :

Tableau 1.1 : Quelques phénomènes atmosphériques en fonction des échelles (d'après HALTINER et WILLIAMS, 1980).

Echelle spatiale (km)	10^4	10^3	10^2	10	1
Echelle	planétaire	synoptique	méso-échelle	convective	microéchelle moléculaire
	←-----				-----→
Moyennes latitudes	Ondes longues subtropicales Anticyclones	Dépressions extra-tropicales Anticyclone	Fronts Ondes de relief Lignes de grain	Cumulonimbus Orages Tornades	Tourbillons de couche limite
Latitudes Tropicales	←----- ZCIT -----→ Zone de Convergence Inter Tropicale Ondes d'est ←-----→	Amas nuageux Cyclones tropicaux	Eléments convectifs de méso-échelle	Cellules convectives	Tourbillons de couche limite
Echelle temporelle (heure)		10^2	10	1	10^{-1}

Les équations que l'on utilise pour modéliser l'atmosphère, se déduisent des lois de conservation qui s'appliquent pour une pellicule sphérique d'air (sec ou comportant de la vapeur d'eau de façon passive) supposée isolée, c'est à dire sans échange avec l'extérieur, que ce soit avec la surface du sol ou avec l'espace. Dans ces conditions, on doit assurer pour ce système en rotation :

- la conservation de la masse,

- la conservation de l'énergie totale,
- la conservation du moment angulaire.

Les équations correspondantes, traduisant mathématiquement ces principes de base sont respectivement :

- l'équation de continuité,
- l'équation de la thermodynamique,
- l'équation du mouvement.

Ces équations font intervenir les trois composantes du vent u , v (horizontales), w (verticale), la température T , la masse volumique de l'air sec ρ et la pression p . Pour fermer ce système, on doit également ajouter l'équation d'état pour l'air sec, qui permet de déterminer la pression p en fonction de la masse volumique ρ et de la température T . On peut également ajouter une équation de conservation pour l'humidité spécifique q , dans la mesure où l'on désire également traiter la vapeur d'eau atmosphérique.

1.2.2. La simplification des équations

L'analyse d'ordre de grandeur des divers termes des équations, compte tenu des échelles que l'on désire prendre en compte lors de la modélisation, conduit à effectuer un certain nombre de simplification :

- l'approximation de la pellicule sphérique mince, conduisant à remplacer la quantité $z + a$ par a (z étant l'altitude et a le rayon de la terre) et à négliger ainsi certains termes où intervient le rapport z/a ;
- on néglige les termes impliquant la composante verticale de l'accélération de Coriolis dans l'équation du mouvement.

On suppose également que la vitesse verticale w est d'un ordre de grandeur inférieur à celui de la vitesse horizontale. Dans ce cas, on peut négliger l'accélération dans la troisième équation du mouvement, qui devient diagnostique (indépendante du temps) et que l'on appelle équation hydrostatique. Cette relation permet d'utiliser la pression p à la place de l'altitude z comme coordonnée verticale.

On aboutit ainsi à un système de sept équations avec sept inconnues u , v , w , p , ρ , T et q , dites équations primitives exprimées ci-dessous en utilisant la coordonnée verticale z .

$$\text{Equation pour le vent horizontal: } \frac{d\vec{V}_H}{dt} = -\frac{\vec{\nabla}_H p}{\rho} - 2\vec{\Omega}_z \times \vec{V}_H + \vec{F}_H \quad (1.1)$$

$$\text{Equation d'équilibre hydrostatique : } 0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (1.2)$$

$$\text{Equation de continuité : } \frac{d\rho}{dt} = -\rho \vec{\nabla} \cdot \vec{V} \quad (1.3)$$

$$\text{Equation de la thermodynamique : } C_p \frac{dT}{dt} = \frac{R_a T}{p} \frac{dp}{dt} + Q \quad (1.4)$$

$$\text{Equation pour la vapeur d'eau : } \frac{dq}{dt} = Q' \quad (1.5)$$

$$\text{Equation d'état : } p = \rho R_a T \quad (1.6)$$

Avec les opérateurs :

$$\frac{d.}{dt} = \frac{\partial.}{\partial t} + u \frac{\partial.}{\partial x} + v \frac{\partial.}{\partial y} + w \frac{\partial.}{\partial z} : \text{Dérivée totale ;}$$

$$\vec{\nabla}_H : \left[\frac{\partial.}{\partial x}, \frac{\partial.}{\partial y} \right] : \text{Gradient horizontale}$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} : \text{Divergence de la vitesse ;}$$

Signification des symboles:

C_p : Chaleur spécifique à pression constante de l'air sec ;

\vec{F}_H : Force de frottement ;

R_a : Constante des gaz pour l'air sec ;

Q : Apport massique de chaleur ;

Q' : Apport massique de vapeur d'eau.

\vec{V} : Vecteur vitesse de la particule d'air de composantes u, v, w ;

\vec{V}_H : Vecteur vent horizontal de composantes u, v ;

g : Accélération de la pesanteur ;

$\vec{\Omega}_z$: Composante verticale du vecteur vitesse angulaire de la rotation de la terre ;

Les termes \vec{F}_H , Q et Q' représentent les apports de quantité de mouvement, de chaleur et de vapeur d'eau. Si l'on ne prend pas en compte ces termes, on obtient des équations décrivant une atmosphère adiabatique et sans frottement (hypothèse du système isolé) qui constituent **la partie dynamique du modèle**.

1.2.3. Les paramétrisations physiques

La détermination précise des termes \vec{F}_H , Q et Q' constitue **la partie physique du modèle**.

Dans cette partie du modèle, les phénomènes considérés font intervenir des éléments qui interagissent à une échelle inférieure aux échelles considérées par le modèle (molécules, particules microscopiques, gouttelettes, petits tourbillons,...) et ne peuvent pas être pris en compte individuellement de façon déterministe. On cherche donc à calculer l'effet moyen (au sens statistique) de ces processus physiques, matérialisé concrètement par la connaissance de \vec{F}_H , Q et Q'. On dit alors que l'on paramètre l'effet des processus physiques. Ainsi, les effets du rayonnement, des échanges avec la surface du sol, la condensation et la convection doivent être paramétrés.

Au début de la prévision numérique on a utilisé des modèles purement dynamiques avec des résultats encourageants pour les échéances allant jusqu'à 24 heures. Mais lorsqu'on a voulu allonger l'échéance, on s'est aperçu qu'il fallait prendre en compte la dissipation d'énergie cinétique à la surface du sol (frottement) puis prendre en compte le dégagement de chaleur latente consécutif aux précipitations, qui est d'une grande importance pour l'entretien des dépressions. On a dû ensuite introduire le rayonnement pour évaluer les flux au sol et faire ainsi évoluer les variables de surface.

La physique des modèles, initialement marginale, a pris de plus en plus d'importance. Il est désormais absolument nécessaire de décrire de façon détaillée les diverses interactions physiques si l'on veut, au cours d'une prévision, décrire le cycle de vie des perturbations et obtenir une prévision du temps réaliste.

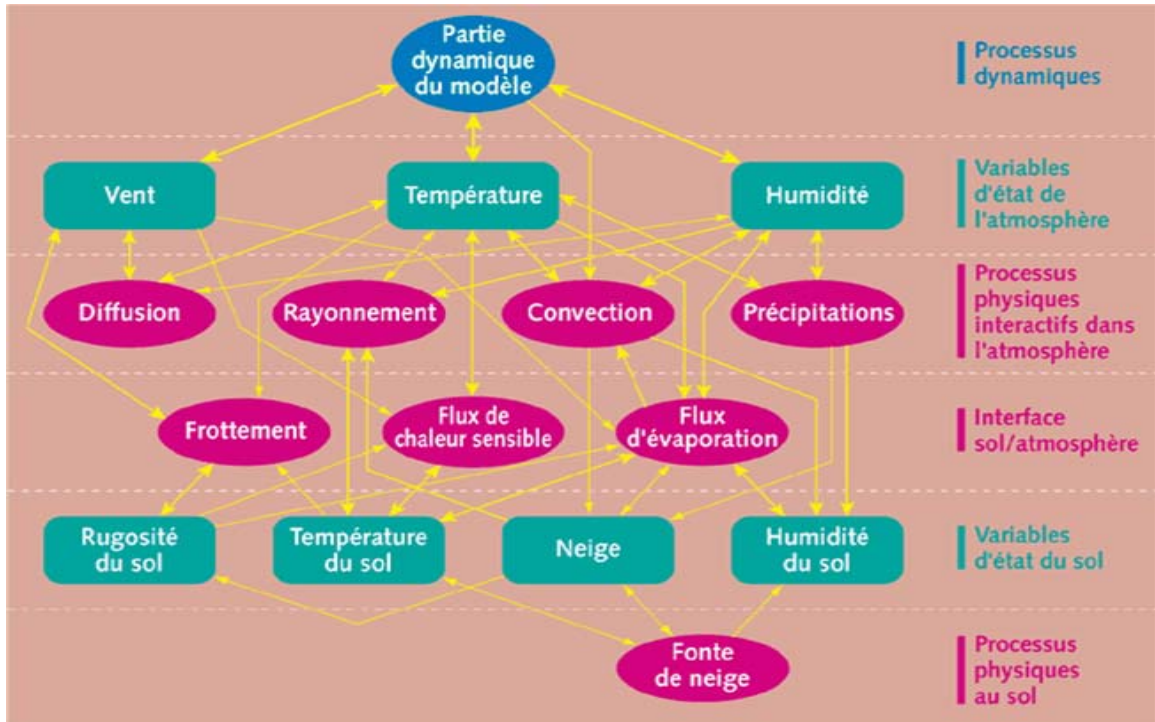


Figure 1.1: Schéma conceptuel des processus physiques et des interactions qui les lient.

1.3. Ecriture des équations en coordonnée pression

En coordonnée pression, compte tenu des simplifications évoquées précédemment, les équations s'écrivent :

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - \omega \frac{\partial u}{\partial p} + fv - \left(\frac{\partial \Phi}{\partial x} \right) + F_u$$

Equation du mouvement horizontal

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - \omega \frac{\partial v}{\partial p} - fu - \left(\frac{\partial \Phi}{\partial y} \right) + F_v$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} - \omega \frac{\partial T}{\partial p} + \frac{R_a T}{C_p} \cdot \frac{\omega}{p} + \frac{Q}{C_p}$$

Equation de la thermodynamique

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -u \frac{\partial q}{\partial x} - v \frac{\partial q}{\partial y} - \omega \frac{\partial q}{\partial p} + Q'$$

Equation pour la vapeur d'eau

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = - \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

Equation de continuité

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \log \sigma} = - R_a T$$

Equation de l'hydrostatique

Avec :

F_u et F_v : Composantes de la force de frottement \vec{F}_H .

f : Paramètre de Coriolis

$\varpi = \frac{dp}{dt}$: Vitesse verticale en coordonnée pression

Φ : Géopotentiel

1.4. Ecriture des équations en coordonnée pression normalisée (sigma):

On définit la coordonnée verticale $\sigma = \frac{p}{p_s}$ où p est la pression au point courant et p_s

la pression au sol à la verticale de ce point. Cette définition s'applique partout, y compris au-dessus du relief où la pression p_s diminue fortement.

Au sommet de l'atmosphère, on a $p = 0$ donc $\sigma = 0$; à la base de l'atmosphère, au niveau du relief, on a $p = p_s$ donc $\sigma = 1$. Cette coordonnée verticale σ varie donc de 0 au sommet de l'atmosphère à 1 à sa base, ce qui explique sa dénomination de coordonnée pression normalisée.

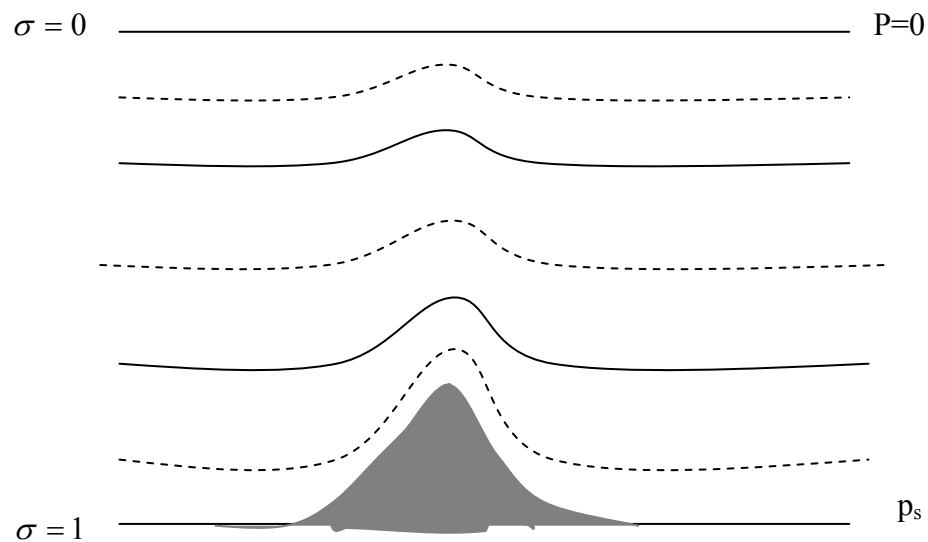


Figure 1.2 : La grille verticale en coordonnées σ .

L'application de cette nouvelle coordonnée nécessite la définition d'une nouvelle vitesse verticale généralisée $\dot{\sigma} = \frac{d\sigma}{dt}$. Pour poser correctement le problème, on doit s'imposer des conditions à la limite supérieure ainsi qu'à la limite inférieure de l'atmosphère ; on prend donc $\dot{\sigma} = 0$ en $\sigma = 0$ et $\dot{\sigma} = 0$ en $\sigma = 1$, ce qui assure la nullité des flux pour les quantités conservatives à la base et au sommet de l'atmosphère supposée adiabatique et sans frottement.

1.4.1. Passage de la coordonnée pression à la coordonnée sigma

Il est nécessaire d'effectuer un certain nombre de transformations sur les équations écrites initialement en coordonnée pression.

La formule mathématique de changement de coordonnées s'écrit pour une variable α :

$$\left(\frac{\partial \alpha}{\partial s}\right)_p = \left(\frac{\partial \alpha}{\partial s}\right)_\sigma + \left(\frac{\partial \alpha}{\partial \sigma}\right) \left(\frac{\partial \sigma}{\partial s}\right)_{p \text{ constante}} \quad \text{Où } s \text{ désigne la coordonnée d'espace } x \text{ et } y.$$

Les équations précédentes, s'écrivent en coordonnées normalisées sigma σ comme suit :

Equation du mouvement horizontal ;

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - \dot{\sigma} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + fv - \left(\frac{\partial \Phi}{\partial x} + R_a T \frac{\partial \ln p_s}{\partial x} \right) + F_u \\ \frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - \dot{\sigma} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - fu - \left(\frac{\partial \Phi}{\partial y} + R_a T \frac{\partial \ln p_s}{\partial y} \right) + F_v \end{cases} \quad (1.7)$$

Equation de continuité :

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = - \left(\frac{\partial (p_s u)}{\partial x} + \frac{\partial (p_s v)}{\partial y} \right) - \frac{\partial (p_s \dot{\sigma})}{\partial \sigma} \quad (1.8)$$

Equation de la thermodynamique :

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} = -u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} - \dot{\sigma} \frac{\partial T}{\partial \sigma} + \frac{R_a T}{C_p} \left\{ \frac{1}{\sigma} \int_0^\sigma \frac{1}{p_s} \left[\frac{\partial (p_s u)}{\partial x} + \frac{\partial (p_s v)}{\partial y} \right] d\sigma \right. \\ \left. - \left[u \frac{\partial \ln p_s}{\partial x} + v \frac{\partial \ln p_s}{\partial y} \right] \right\} + \frac{Q}{C_p} \end{aligned} \quad (1.9)$$

Equation de l'hydrostatique :

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \log \sigma} = -R_a T \quad (1.10)$$

Equation pour la vapeur d'eau :

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -u \frac{\partial q}{\partial x} - v \frac{\partial q}{\partial y} - \dot{\sigma} \frac{\partial q}{\partial \sigma} + Q' \quad (1.11)$$

Ces équations peuvent être écrites de façon légèrement différente afin de faire apparaître la discrétisation adoptée.

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} &= -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - \dot{\sigma} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + fv - \left(\frac{\partial \Phi}{\partial x} + R_a T \frac{\partial \ln p_s}{\partial x} \right) + F_u \\ \frac{\partial v}{\partial t} &= -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - \dot{\sigma} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - fu - \left(\frac{\partial \Phi}{\partial y} + R_a T \frac{\partial \ln p_s}{\partial y} \right) + F_v \end{aligned} \quad (1.12)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} &= -u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} - \dot{\sigma} \frac{\partial T}{\partial \sigma} + \frac{R_a T}{C_p} \frac{1}{p_s \sigma} \int_0^\sigma \left[\frac{\partial(p_s u)}{\partial x} + \frac{\partial(p_s v)}{\partial y} \right] d\sigma \\ &\quad + \frac{R_a T}{C_p} \left[u \frac{\partial \ln p_s}{\partial x} + v \frac{\partial \ln p_s}{\partial y} \right] + \frac{Q}{C_p} \end{aligned} \quad (1.13)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -u \frac{\partial q}{\partial x} - v \frac{\partial q}{\partial y} - \dot{\sigma} \frac{\partial q}{\partial \sigma} + Q' \quad (1.14)$$

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = - \int_0^1 \left(\frac{\partial(p_s u)}{\partial x} + \frac{\partial(p_s v)}{\partial y} \right) d\sigma \quad (1.15)$$

$$\Phi = \Phi_s + \int_0^\sigma R_a T d(\log \sigma) \quad (1.16)$$

$$p_s \dot{\sigma} = - \int_0^\sigma \left(\frac{\partial(p_s u)}{\partial x} + \frac{\partial(p_s v)}{\partial y} \right) d\sigma + \sigma \int_0^1 \left(\frac{\partial(p_s u)}{\partial x} + \frac{\partial(p_s v)}{\partial y} \right) d\sigma \quad (1.17)$$

1.4.2. Méthode de résolution numérique

Les variables u , v , T , q sont définies sur les niveaux du modèle. Par contre $\dot{\sigma}$ et Φ sont définies sur les surfaces inter-couches (Figure 1.3), ce qui va permettre d'utiliser facilement les conditions aux limites. Au niveau du sol, se trouve définie la pression au sol p_s (dépendante de x , y , et t) ; il est également nécessaire de définir à ce niveau le géopotential au sol $\Phi_s(x, y) = g.z(x, y)$

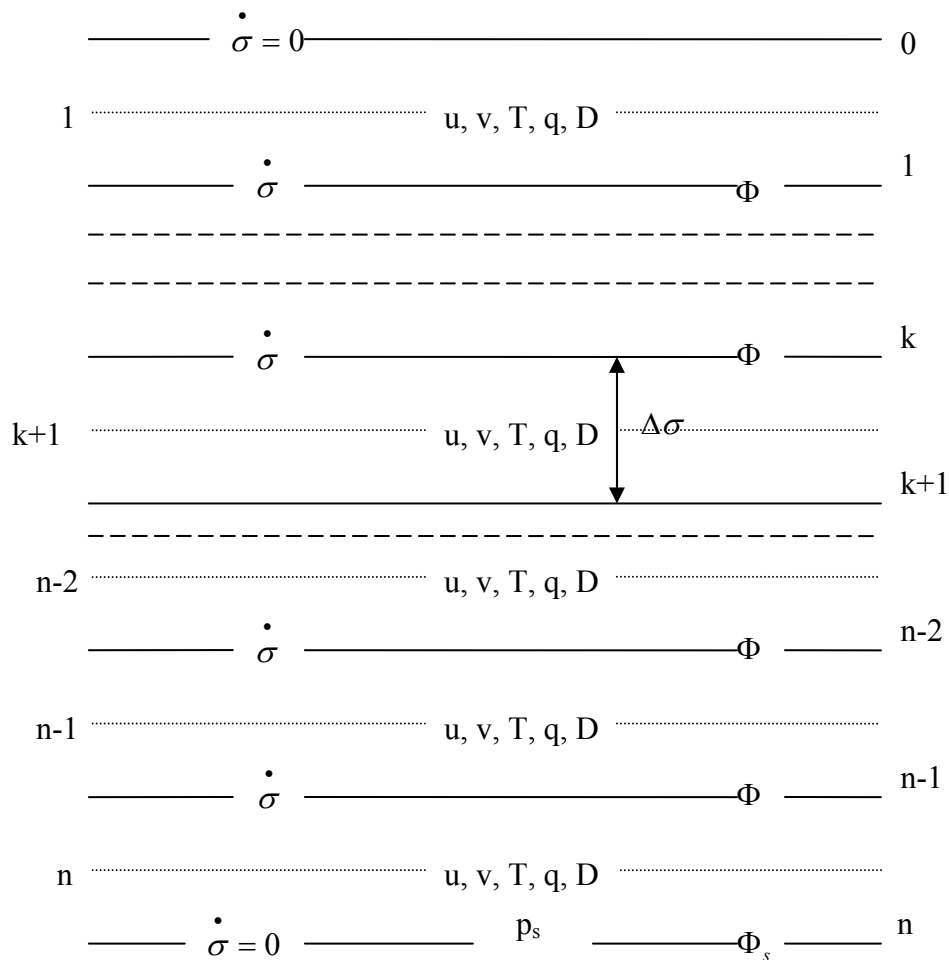


Figure 1.3 : Discrétisation verticale et emplacement des variables.

1.5. Les conditions initiales

1.5.1. Analyse

Le but de l'analyse est de fournir au modèle numérique à l'instant initial une représentation de l'état de l'atmosphère aussi proche que possible de la réalité. Pour ce faire, on dispose d'un « guess-field » que l'on corrige avec les observations, en utilisant une méthode d'interpolation optimale ou variationnelle.

Le contrôle des observations est essentiel de façon à ne fournir à l'analyse du modèle que des informations dont la qualité a été vérifiée.

Il va s'effectuer en comparant les observations à l'information fournie par différentes sources.

1.5.2. Filtrage

Les équations de base de l'évolution atmosphérique contiennent certes les mouvements intéressants pour l'étude et la prévision du temps, mais aussi beaucoup de bruit non significatif météorologiquement, essentiellement des ondes sonores et de gravité. En prévision numérique, ce bruit qui peut être engendré par des erreurs dans les données initiales, est susceptible d'être amplifié artificiellement par un processus appelé instabilité de calcul. Ce qui risque de rendre impossible, le calcul des solutions météorologiques. C'est le cas par exemple des ondes engendrées par les erreurs qui résultent du calcul initial d'accélération.

Un des moyens utilisés pour remédier à ce problème est de modifier les équations de base, de façon à en retirer les mécanismes responsables des oscillations indésirables de hautes fréquences et à ne conserver que les mouvements de basses fréquences, météorologiquement importants : c'est l'opération de filtrage.

Une autre solution (que l'on met en œuvre dans les modèles de prévision en équations primitives) réside dans une légère modification des champs initiaux, de façon à ce que l'amplitude des oscillations rapides, reste faible au cours de l'intégration temporelle (initialisation en modes normaux). Dans les deux cas, une bonne connaissance des mouvements ondulatoires contenus dans les équations s'impose.

Les modes normaux sont des solutions du modèle linéarisé. Ainsi un mode est une situation météorologique simplifiée qui, sous l'effet du modèle se propage avec une

fréquence caractéristique. On distingue deux classes de modes : les modes rapides dits de gravité et les modes lents dits de Rossby.

Une analyse donnée pour u , v , T , p , peut être considérée comme la superposition de ces modes élémentaires :

$$\varphi = \sum_{i=1}^L a_i R_i + \sum_{i=1}^m b_i g_i \quad (1.18)$$

Mode de Rossby	Mode de gravité
-------------------	--------------------

La méthode employée consiste à modifier légèrement la situation φ en conservant sa partie mode de Rossby et en pénalisant sa partie mode de gravité de façon à ce que ce dernier soit stationnaire lors du démarrage du modèle. Ceci peut être obtenu au moyen d'un algorithme itératif.

φ est alors remplacée par φ'

$$\varphi' = \sum_{i=1}^L a_i R_i + \sum_{i=1}^m b'_i g_i \quad \text{avec} \quad \frac{\partial b'_i}{\partial t} = 0$$

ce qui revient grosso modo à stationnariser la divergence initiale $\frac{\partial D}{\partial t} = 0$.

Une telle méthode permet d'éliminer les oscillations au démarrage du modèle .

1.6. Les conditions aux limites et le pilotage des modèles numériques

Lorsque nous utilisons un modèle régional, l'information sur les frontières latérales et son évolution temporelle sont obtenues à l'aide d'un modèle global ou hémisphérique. Cela équivaut à imbriquer un modèle de dimension finie dont la résolution est élevée à l'intérieur d'un modèle global à faible résolution.

Comme l'évolution temporelle des variables du modèle régional repose sur un système d'équations qui peut différer de celui du modèle global, nous avons aux frontières, un problème de transfert d'information entre les deux modèles, attribuable aux différences dans la résolution et dans le système d'équations.

L'information qui ne peut être transférée du modèle global au modèle régional est réfléchiée et peut contaminer les variables du modèle régional. Ce phénomène se manifeste

par la propagation de bruit numérique qui, lors de l'intégration, peut s'étendre des frontières vers le centre de la grille du modèle régional.

Une façon simple et efficace de contourner ce problème, c'est d'appliquer un filtre numérique sur les variables du modèle régional à l'approche des frontières. Ainsi, nous modifions graduellement les variables du modèle régional de manière à les faire tendre vers les valeurs du modèle global. À la frontière, nous n'avons plus de problème de transfert d'informations, puisque celles-ci ne sont plus générées par le modèle régional, mais prescrites par les valeurs du modèle global.

La mise à jour d'une variable quelconque Ψ_D , à l'instant $t + \Delta t$, à l'intérieur de la zone de pilotage, est modifiée de la façon suivante :

$$\Psi_{ED}(x, y, z) = \Psi_D(x, y, z) + P(x, y)[\Psi(x, y, z) - \Psi_D(x, y, z)] \quad (1.19)$$

où Ψ_{ED} est la variable résultante après le pilotage (variable pilotée), Ψ est la variable provenant du modèle pilote (variable pilote) et P est la fonction d'atténuation qui passe d'une valeur nulle dans le domaine libre pour atteindre la valeur 1 à la frontière latérale.

La zone de pilotage, commune pour toutes les variables, est une bande de largeur donnée ceinturant le pourtour de la grille (Figure 1.4). Cette bande peut avoir une largeur différente selon qu'elle est parallèle à l'axe des x ou à l'axe des y .

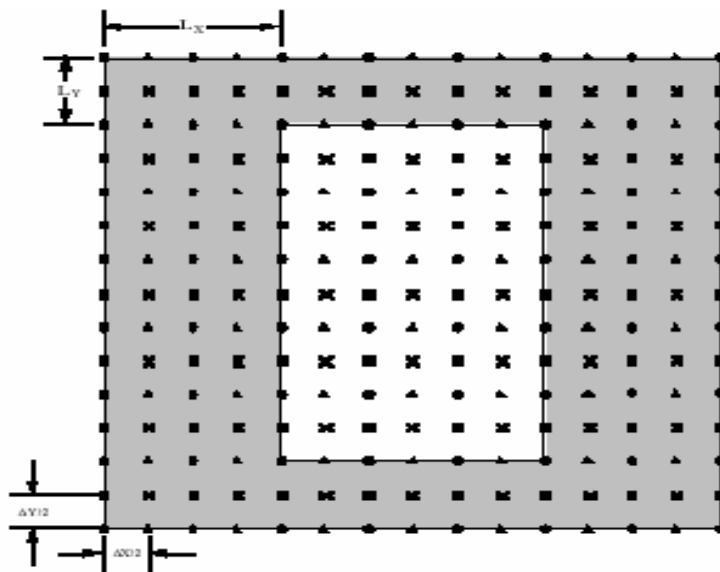


Figure 1.4 : Représentation schématique de la zone de pilotage

La détermination de la fonction d'atténuation P, dépend de la position de la variable à l'intérieur de la zone de pilotage et là, deux situations différentes peuvent se présenter : la première c'est lorsque les points pilotés se trouvent dans le voisinage d'une seule frontière (loin des coins de la grille), tandis que la seconde se produit lorsque les points pilotés sont au voisinage de deux frontières latérales (dans un coin de la grille).

Examinons d'abord la première situation. Considérons un cas, à gauche de la grille, au voisinage de la frontière latérale parallèle à l'axe des y. Lorsque nous sommes sur un point de grille situé à une distance x de la frontière (Figure 1.4), la fonction d'atténuation s'exprime alors de la façon suivante :

$$P(C_0) = \begin{cases} 1 & x \leq x_1 \\ \cos^2\left(\frac{\pi}{2}C_0\right) & \text{si } x_1 \leq x \leq x_{Lx+1/2} \\ 0 & x \geq x_{Lx+1/2} \end{cases} \quad (1.20)$$

où :

$$C_0 = \frac{x - x_1}{x_{Lx+1/2} - x_1} \quad (1.21)$$

x_1 représente le point intérieur de la bande frontière et $x_{Lx+1/2}$ correspond au point intérieur de la zone de pilotage.

On détermine de la même manière, la fonction d'atténuation P suivant l'axe des y en remplaçant x par y

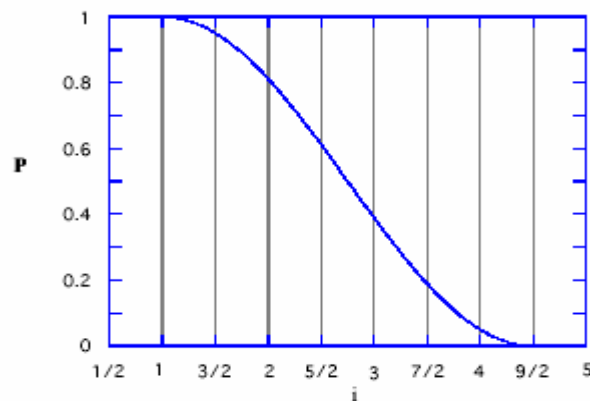


Figure 1.5 : Représentation de la fonction d'atténuation P

La deuxième situation se produit lorsque les points pilotés se situent au voisinage de deux frontières, c'est-à-dire près des coins de la grille. Analysons le cas où le point considéré se trouve dans le coin inférieur gauche de la grille. Dans cette situation, la fonction d'atténuation prend la forme suivante:

$$P(C_0) = \left. \begin{cases} 1 & 1 \leq A + B \\ \cos^2\left(\frac{\pi}{2}C_0\right) & \text{si } A + B \leq 1 \\ 0 & x \geq x_{Lx+1/2} \text{ et } y \geq y_{Ly+1/2} \end{cases} \right\} \quad (1.22)$$

Avec :

$$A = \left(\frac{x - x_1}{x_{Lx+1/2} - x_1} \right)^2 \quad \text{et} \quad B = \left(\frac{y - y_1}{y_{Ly+1/2} - y_1} \right)^2$$

La figure 1.6 présente, à l'aide d'isolignes, la fonction d'atténuation sur une grille décalée. On y retrouve en périphérie une bande noire qui correspond à la partie de la zone de pilotage où la fonction d'atténuation est constante et unitaire. Le dégradé dans les teintes de gris représente la partie de la zone de pilotage où la fonction d'atténuation est variable. Au centre, en blanc, la fonction d'atténuation est nulle.

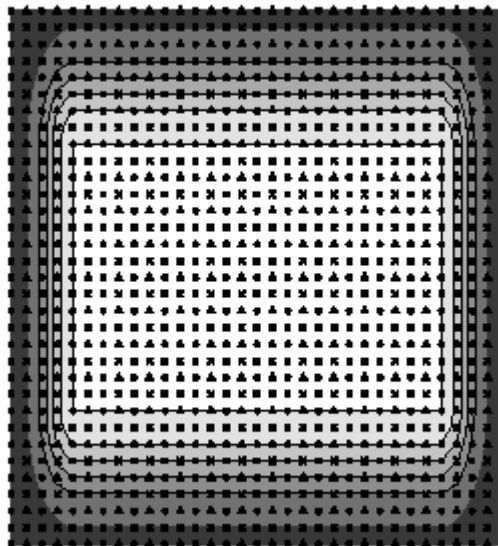


Figure 1.6 : Représentation des isolignes de la fonction d'atténuation sur une grille décalée.

La partie en noir représente la zone où la fonction d'atténuation est constante et unitaire. Le dégradé dans les teintes de gris représente la partie de la zone de pilotage où la fonction d'atténuation varie. Au centre, en blanc on retrouve la zone libre.

La méthode employée pour le pilotage suivant la verticale est la même que celle utilisée suivant l'horizontale.

1.7. Le problème de la stabilité des algorithmes :

Le problème de la stabilité est le suivant : de petites erreurs sur les conditions initiales et le second membre entraînent-elles de petites erreurs sur la solution ? En général, en prévision numérique le pas d'espace Δx est fixé en fonction de la puissance de la machine (ordinateur). Le choix du pas de temps Δt se fait en fonction du pas d'espace Δx et des ondes présentes dans les équations en appliquant la condition de stabilité C.F.L : $U \frac{\Delta t}{\Delta x} < 1$, cela signifie que le pas de temps ne peut être choisi indépendamment de la maille et de la vitesse de propagation. On peut traduire cette condition en disant qu'au cours d'un pas de temps, la distance parcourue ne doit pas être supérieure à la maille $U\Delta t = d \leq \Delta x$.

Dans les modèles en équations primitives, on a deux types de propagation d'onde : les ondes lentes (ROSSBY) se déplaçant au maximum à la vitesse du vent synoptique ($U=20$ à 60 m/s) et les ondes de gravité se déplaçant avec une vitesse proche de celle de son ($c = 300$ m/s).

Avec les méthodes de prévision opérationnelles, on est donc amené à choisir le pas de temps, non pas pour obtenir une précision donnée dans l'évolution de la dérivée temporelle, mais pour assurer la stabilité du calcul, condition en général beaucoup plus restrictive.

Grâce à la technique semi-implicite introduite par KWIZAK et ROBERT (1971), on traite de manière implicite les termes d'adaptation qui génèrent les ondes de gravité et de manière explicite les termes d'advection. Ceci conduit alors à une condition de stabilité applicable avec la vitesse maximum du vent dans le modèle. Ceci multiplie par 5 environ le pas de temps explicite précédent et donne ainsi une idée de l'avantage de la technique

semi-implicite. Cette technique a donc l'avantage de permettre un pas de temps plus grand pour un modèle de prévision. De ce fait, on réduit donc le nombre d'échéances intermédiaires où sont effectués les calculs discrets. Mais on ne gagne rien sans rien, puisque cette technique entraîne une complication, du fait du calcul implicite des termes d'adaptation, qui implique une équation d'Helmholtz à résoudre à chaque pas de temps. Elle peut se résoudre efficacement avec une méthode itérative qui prend comme valeur initiale la solution au pas de temps précédent.

CHAPITRE 2

DESCRIPTION DU MODELE ETA

En collaboration avec le world-laboratory, l'Office National de la météorologie (ONM) utilise depuis janvier 1999 le modèle à domaine limité ETA/Algérie. C'est un modèle hydrostatique utilisant les équations primitives et est basé sur la coordonnée η définie par MESINGER (1984) [6]. L'utilisation de la coordonnée η permet d'éviter les erreurs commises sur le calcul du gradient horizontal de la force de pression, ainsi que l'advection et la diffusion horizontales, comme c'est le cas avec la coordonnée sigma par exemple où les surfaces isobares présentent une certaine pente. Ce système de coordonnées rend les surfaces η quasi horizontales dans le domaine considéré. Aussi, ce modèle permet une meilleure représentation du relief, en particulier là où ce dernier est très accidenté. La topographie du modèle est représentée comme des pas discrets dont les pics coïncident exactement avec l'une des interfaces des 24 niveaux du modèle (BLACK 1994) [6]. La détermination de la hauteur de l'interface de chaque niveau du modèle est basée sur la pression standard et la distribution de la résolution verticale. Les principales variables pronostiques du modèle ETA sont : la température, l'humidité spécifique, les composantes horizontales du vent, la pression de surface et l'énergie cinétique turbulente (TKE). L'eau des nuages et la glace sont considérés également comme des variables pronostiques.

Le système de coordonnées latitude/longitude (Lat/Lon) est obtenu grâce à une simple rotation de la grille géographique de façon à ce que le centre du domaine considéré coïncide avec « l'équateur » et le méridien zéro degré. Dans notre cas, le centre du domaine est par 30 degrés de latitude et zéro degré de longitude. Ainsi, le modèle travaille comme si l'équateur est au trentième parallèle. Cette manière de faire, permet de minimiser la convergence des méridiens quand on se déplace du sud vers le nord dans le domaine d'intégration considéré et l'espacement entre les points de grille est plus uniforme. Chaque point de grille est un point de masse entouré par quatre points de vitesse du vent et chacun de ces points se situe sur des parallèles et méridiens dans le système de coordonnées Lat/Lon transformé.

2.1 Coordonnée hybride η

Cette coordonnée hybride permet de cumuler les avantages de la coordonnée σ pour les niveaux inférieurs du modèle (écriture très simple de la condition à la limite inférieure de l'atmosphère) et ceux de la coordonnée pression pour les niveaux supérieurs.

Les surfaces η suivent le relief dans les basses couches et sont des surfaces pression vers le sommet.

η est une fonction strictement croissante de la pression p et de la pression au sol p_s ,

$$\eta = f(p, p_s) .$$

$$\eta = \left(\frac{p - p_t}{p_s - p_t} \right) \times \eta_s \quad (2.1)$$

avec :

$$\eta_s = \left(\frac{p_{ref(zs)} - p_t}{p_{ref(0)} - p_t} \right) \quad (2.2)$$

p_t : pression au dernier niveau du modèle

$p_{ref(zs)}$: pression de référence en fonction de z (BLACK 1994) [6].

s : désigne le sol

2.2. Discrétisation horizontale

Suivant l'horizontale les variables sont disposées suivant la grille E d'Arakawa (ARAKAWA et LAMB 1977) [6]. Cette grille établit un équilibre entre les variables liées au champ de masse et celles liées au champ de vent. Aussi, elle minimise les erreurs associées à l'ajustement géostrophique et celles liées au forçage topographique.

Dans la figure 2.1, les points «h» représentent les variables liées au champ de masse (comme la température et l'humidité) et les points «v» représentent les deux composantes horizontales du vent. La distance «d» est l'espacement entre deux points «h» adjacents ou entre deux points «v» adjacents, c'est la grandeur de cette distance qui désigne la résolution horizontale du modèle.

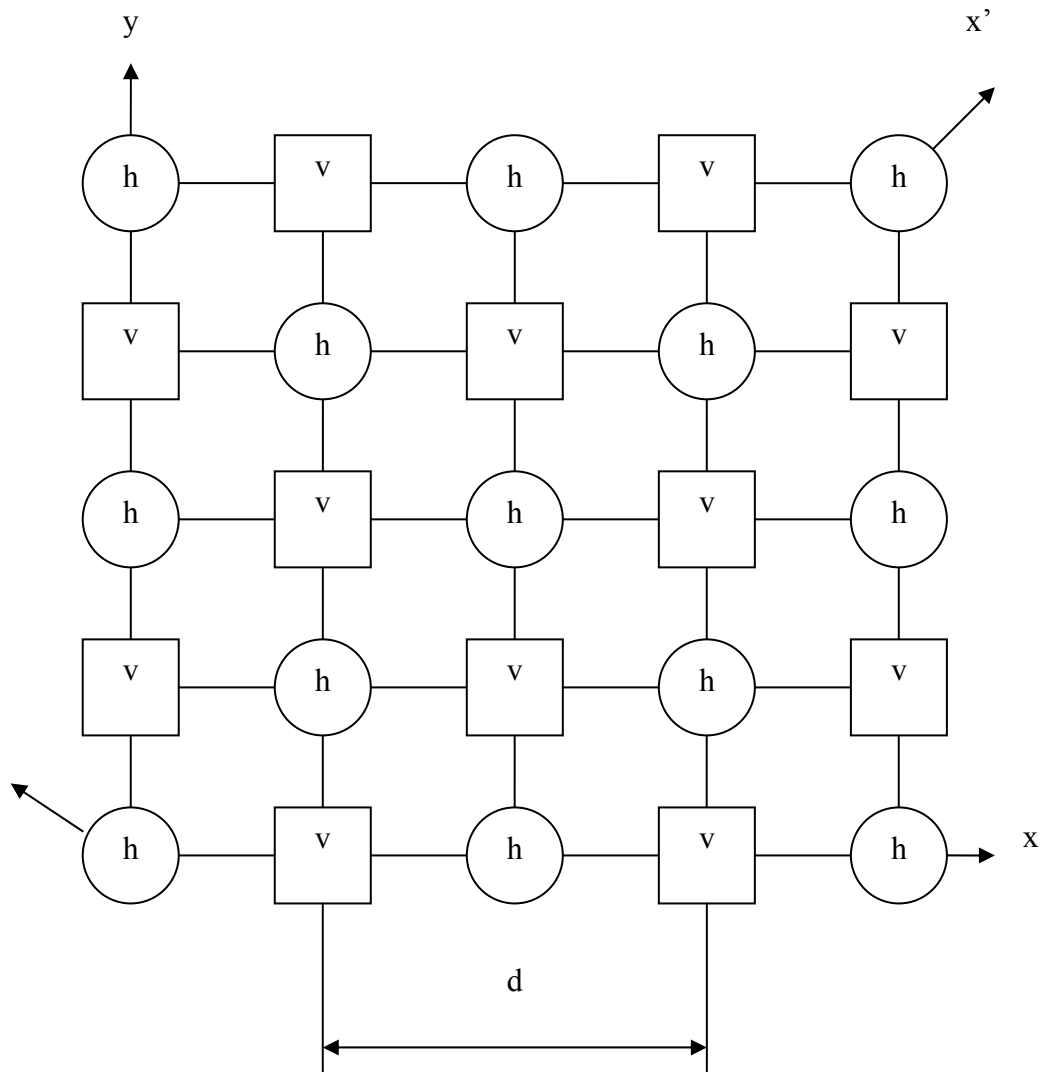


Figure 2.1 : Discrétisation horizontale et disposition des variables sur la grille E d'Arakawa

Pour que le calcul numérique soit le plus efficace possible, une transformation dans le système de coordonnées latitude/longitude a été faite. Ce système est obtenu grâce à une simple rotation de la grille géographique de façon à ce que le centre du domaine considéré coïncide avec l'équateur et le méridien zéro degré.

La transformation du système Lat/Lon est effectuée comme suite :

$$\Lambda = \arctg \frac{\cos \varphi \sin(\lambda - \lambda_0)}{\cos \varphi_0 \cos \varphi \cos(\lambda - \lambda_0) + \sin \varphi_0 \sin \varphi} \quad (2.3)$$

$$\Phi = \arcsin(\cos \varphi_0 \sin \varphi - \sin \varphi_0 \cos \varphi \cos(\lambda - \lambda_0)) \quad (2.4)$$

Et la transformation inverse s'écrit :

$$\varphi = \arcsin(\sin \varphi_0 \cos \Phi \cos \Lambda + \cos \varphi_0 \sin \Phi) \quad (2.5)$$

$$\lambda = \lambda_0 + \arcsin\left(\frac{\sin \Lambda \cos \Phi}{\cos \varphi_0}\right) \quad (2.6)$$

Les composantes horizontales du vent dans le nouveau système de coordonnées sont :

$$U = \frac{u[\cos \varphi_0 \cos \varphi + \sin \varphi_0 \sin \varphi \cos(\lambda - \lambda_0)] - v \sin \varphi_0 \sin(\lambda - \lambda_0)}{\sqrt{1 - [\cos \varphi_0 \sin \varphi - \sin \varphi_0 \cos \varphi \cos(\lambda - \lambda_0)]^2}} \quad (2.7)$$

$$V = \frac{u \sin \varphi_0 \sin(\lambda - \lambda_0) + v[\cos \varphi_0 \cos \varphi + \sin \varphi_0 \sin \varphi \cos(\lambda - \lambda_0)]}{\sqrt{1 - [\cos \varphi_0 \sin \varphi - \sin \varphi_0 \cos \varphi \cos(\lambda - \lambda_0)]^2}} \quad (2.8)$$

La transformée inverse est obtenue comme suite :

$$u = \frac{U[\cos \varphi_0 \cos \Phi - \sin \varphi_0 \sin \Phi \cos \Lambda] + V \sin \varphi_0 \sin \Lambda}{\sqrt{1 - [\cos \varphi_0 \sin \Phi + \sin \varphi_0 \cos \Phi \cos \Lambda]^2}} \quad (2.9)$$

$$v = \frac{-U \sin \varphi_0 \sin \Lambda + V[\cos \varphi_0 \cos \Phi - \sin \varphi_0 \sin \Phi \cos \Lambda]}{\sqrt{1 - [\cos \varphi_0 \sin \Phi + \sin \varphi_0 \cos \Phi \cos \Lambda]^2}} \quad (2.10)$$

2.3. Discrétisation verticale

L'atmosphère est divisée en un certain nombre de couches de plus en plus fines au fur à mesure que l'on se rapproche du sol, afin de pouvoir décrire de façon détaillée les interactions au sein de la couche limite atmosphérique. Pour chaque boîte de la grille, h représente les variables liées au champ de masse, v représente les composantes horizontales du vent et p_s la pression de surface. Les variables pronostiques : u , v , T et q sont définies sur les niveaux du modèle, alors que la TKE (Q_2) est définie sur les surfaces inter-couches, comme illustré sur la figure ci-dessous.

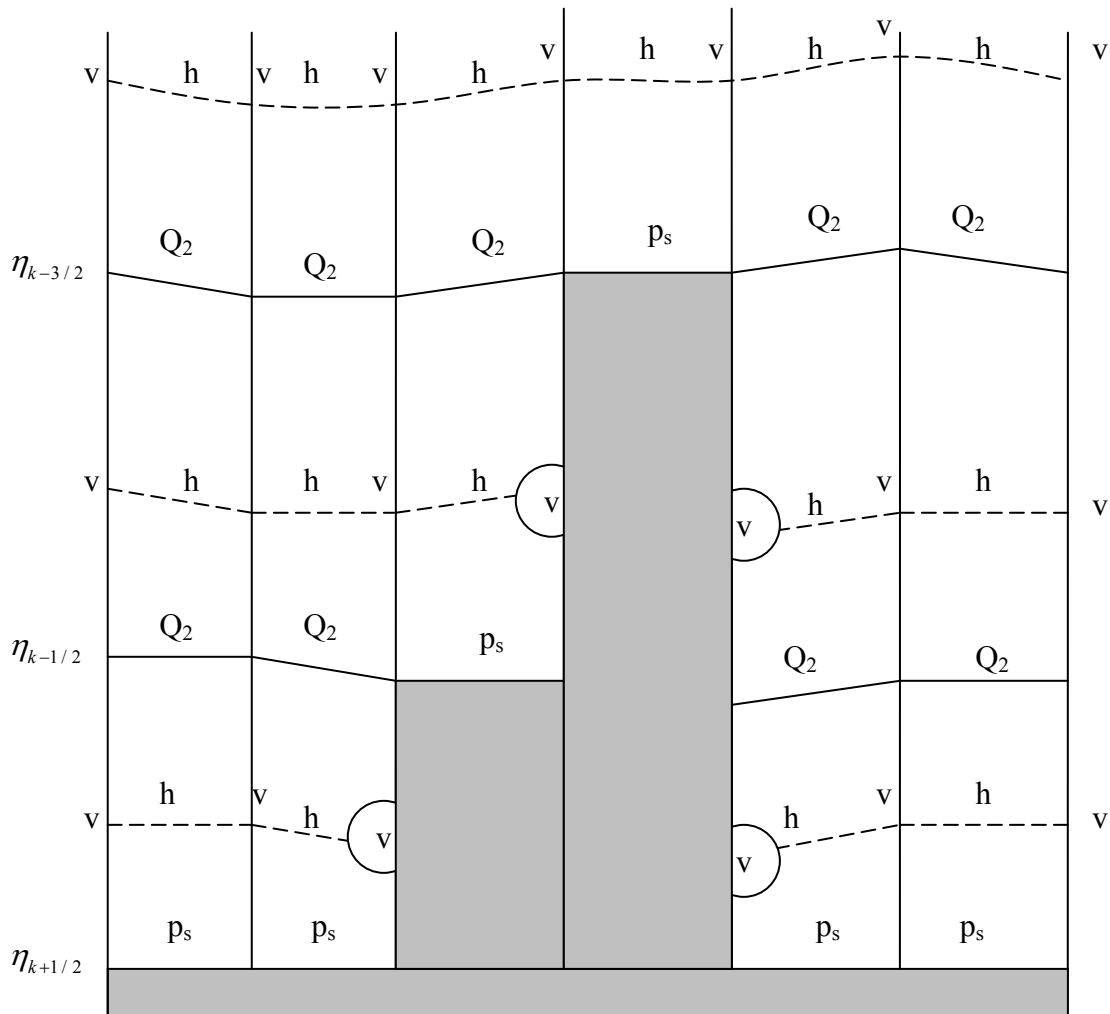


Figure 2.2 : Discrétisation verticale et disposition des variables suivant la verticale.

Les composantes u et v du vent sont nulles sur les façades du relief, Q_2 étant la variable pronostique « énergie cinétique turbulente ou TKE ».

les conditions aux limites :

$$\eta = 0 \quad \text{pour} \quad p = p_t$$

$$\eta = 1 \quad \text{pour} \quad z = z_s = 0$$

$$\eta = \eta_s \quad \text{pour} \quad z = z_s$$

$$\dot{\eta} = 0 \quad \text{pour} \quad \eta = 0 \quad \text{et} \quad \text{pour} \quad \eta = \eta_s$$

$$p = p_t = \text{const} \quad \text{pour} \quad \eta = 0.$$

La distinction entre l'atmosphère libre et le sol se fait en introduisant dans le modèle des vecteurs « masks » prenant les valeurs 0 ou 1. Il en est de même, pour distinguer entre le continent et la mer.

2.4. La dynamique du modèle :

Suivant Black (1988) [7], les équations utilisées par le modèle ETA, s'écrivent en coordonnées η :

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{\partial p}{\partial \eta} v \right] + \nabla_{\eta} \cdot \left[\frac{\partial p}{\partial \eta} v v \right] + \frac{\partial}{\partial \eta} \left[\frac{\partial p}{\partial \eta} \dot{\eta} v \right] + \frac{\partial p}{\partial \eta} \left[f k \times v + \nabla_{\eta} \Phi + \frac{R_a T}{p} \nabla_{\eta} p + F_H \right] = 0 \quad (2.11)$$

$$\frac{dT}{dt} - \frac{\xi T \varpi}{p} + T' + \frac{g}{c_p} \frac{\partial R}{\partial \eta} / \frac{\partial p}{\partial \eta} = 0 \quad (2.12)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \eta} = - \frac{R_a T_v}{p} \frac{\partial p}{\partial \eta} \quad (2.13)$$

$$\frac{1}{\eta_s} \frac{\partial p_s}{\partial t} + \nabla_{\eta} \cdot \left[\frac{\partial p}{\partial \eta} v \right] + \frac{\partial}{\partial \eta} \left[\frac{\partial p}{\partial \eta} \dot{\eta} \right] = 0 \quad (2.14)$$

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = - \int_0^{\eta_s} \nabla_{\eta} \cdot \left[\frac{\partial p}{\partial \eta} v \right] d \eta \quad (2.15)$$

$$\dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial \eta} = - \frac{\eta}{\eta_s} \frac{\partial p_s}{\partial t} - \int_0^{\eta_s} \nabla_{\eta} \cdot \left[\frac{\partial p}{\partial \eta} v \right] d \eta \quad (2.16)$$

$$\frac{dq}{dt} + q' = S \quad (2.17)$$

k : Vecteur unitaire verticale

q' : Effet turbulent sur l'humidité spécifique

S : Terme source et puit

T' : Effet turbulent sur la température

R : Flux radiatif vertical net

$\xi = \frac{R_a}{C_p}$: Constante des gaz parfaits / chaleur massique à P constante

2.4.1. Principe de l'intégration du modèle dynamique:

Un schéma explicite avec itération vers l'avant puis vers l'arrière (forward-backward) est développé afin d'amortir la propagation rapide des ondes de gravité internes (Mesinger, 1973, 1974, 1977 ; Mesinger et Arakawa 1976 ; Janjic, 1974, 1979, 1984 ; Mesinger et al. 1988) [7]. Avec ce schéma la mise à jour des champs de masse se fait en utilisant les itérations vers l'avant. Ainsi, les nouvelles valeurs du gradient de la force de pression sont utilisées pour la mise à jour des composantes de la vitesse du vent, à l'aide d'un schéma d'itérations vers l'arrière.

L'équation du mouvement considérée, sans le paramètre de Coriolis est :

$$\frac{dv}{dt} = \dots - \nabla \Phi - \frac{R_a T}{p} \nabla p$$

A partir de cette équation et l'équation de continuité modifiée par Janjic (1979), on détermine les composantes zonales et méridionales du gradient de la force de pression.

La mise à jour de la vitesse se fait en introduisant dans l'équation du mouvement le paramètre de Coriolis. Ce dernier est introduit implicitement, selon un schéma trapézoïdal, de la manière suivante:

$$u^{n+1} = u^n + \frac{\Delta t}{2} (v^{n+1} + v^n)$$

$$v^{n+1} = v^n - \frac{\Delta t}{2} (u^{n+1} + u^n)$$

Ce schéma est toujours neutre (Mesinger et Arakawa, 1976).

La mise à jour de la température se fait à partir de l'équation de la thermodynamique (2.12).

A partir de l'équation (2.15) on calcule la pression p_s , puis on fait la mise à jour de la pression à partir de l'équation (2.1).

A partir de l'équation (2.16) on calcule la vitesse verticale $\dot{\eta}$, puis on calcule de nouveau les composantes de la vitesse, modifiée par la divergence.

2.4.2. Advection verticale

L'advection verticale de la température, de l'humidité spécifique, de l'énergie cinétique turbulente et de la quantité de mouvement (composantes de la vitesse) sont évaluées à l'aide du schéma de Matsuno (Euler-backward). Avec ce schéma le pas de temps est construit en utilisant le schéma d'Euler pour produire la première avance temporelle :

$$A^{(n+1)*} = A^n - \Delta t \left(\dot{\eta} \frac{\partial A}{\partial \eta} \right)^n$$

L'approximation est alors utilisée pour construire l'itération vers l'arrière :

$$A^{(n+1)} = A^n - \Delta t \left(\dot{\eta} \frac{\partial A}{\partial \eta} \right)^{(n+1)*}$$

Le schéma est explicite, de précision d'ordre un.

2.4.3. Advection horizontale

Pour l'advection horizontale de la quantité de mouvement, un schéma de différence finie avant centré est utilisé. Pour la première avance temporelle à $\frac{1}{2}$ pas de temps, on utilise le schéma d'Euler.

$$v^{(n+\frac{1}{2})*} = v^n - \frac{\Delta t}{2} (v \cdot \nabla v)^n$$

Ce calcul est utilisé pour obtenir les valeurs finales :

$$v^{(n+1)} = v^n - \Delta t (v \cdot \nabla v)^{(n+\frac{1}{2})*}$$

Pour l'advection horizontale des autres variables, le même schéma est utilisé excepté pour les différences centrées avant. Avec ce schéma, la première avance est obtenue à l'aide du schéma d'Euler.

$$v^{\left(n+\frac{\sqrt{2}}{2}\right)^*} = v^n - \frac{\sqrt{2}\Delta t}{2} (v \cdot \nabla v)^n$$

Les valeurs finales, sont obtenues par :

$$v^{(n+1)} = v^n - \Delta t (v \cdot \nabla v)^{\left(n+\frac{\sqrt{2}}{2}\right)^*}$$

Pour le calcul de la contribution de l'advection horizontale, la technique de décomposition du pas du temps est appliquée pour que le calcul numérique soit le plus précis possible.

2.5. Les schémas de paramétrisation

La paramétrisation d'un phénomène quelconque (convection, rayonnement ...) consiste à produire l'effet moyen de ces phénomènes à l'intérieur de la grille considérée, car ces derniers font intervenir des éléments qui interagissent à une échelle inférieure aux échelles considérées par le modèle et ne vont pas pouvoir être pris en compte individuellement de façon déterministe, d'où l'importance de la résolution du modèle.

Les précipitations convectives ainsi que les précipitations à large échelle sont des quantités prévues. Les précipitations convectives sont basées sur le schéma de paramétrisation des cumulus de Betts et Miller (BETTS 1986 ; BETTS et MILLER 1986) avec quelques modifications dues aux travaux de JANJIC (1994) [8]. Pour les précipitations de grande échelle, le schéma de paramétrisation utilisé est celui de ZHAO et al. (1991).

Les processus de surface (CHEN et al., 1995) [8] sont intégrés dans le modèle . Dans la couche limite de surface (CLS), on prend en considération le type de sol et l'indice de végétation afin de calculer les flux de chaleur et d'humidité.

Pour la fermeture des équations de la turbulence, le modèle utilise la hiérarchie de MELLOR-YAMADA à l'ordre 2.5 pour la CLP (Couche Limite Planétaire) et à l'ordre 2 pour la CLS (Couche Limite de Surface), avec quelques réaménagements apportés par BLACK (1994) [8].

L'énergie cinétique turbulente (TKE) est utilisée pour calculer les coefficients d'échange pour le transfert de chaleur, d'humidité et de quantité de mouvement entre les couches adjacentes du modèle. Ces coefficients sont utilisés pour modifier les variables pronostiques dans la grille à travers laquelle s'effectue le transfert des quantités précédentes.

Les flux d'humidité et de chaleur entre la surface et la première couche du modèle sont calculés en utilisant les fonctions (longueur de mélange) de Monin-Obukov.

Pour la paramétrisation de la convection, le modèle utilise le schéma d'Arakawa-Shubert.

Le pas de temps est choisi dans le modèle, de telle sorte qu'il répond à la condition de la stabilité CFL des schémas utilisés. Pour une maille de 36 km on prend pour les termes d'ajustements un pas de temps égal à deux minutes, soit 120 secondes ($\Delta t_{adj} = 120s$)

Le pas de temps utilisé pour les termes d'advections (advection verticale et horizontale) est deux fois plus grand que celui utilisé pour les termes d'ajustements, $\Delta t_{adv} = 2\Delta t_{adj}$. De même, pour la paramétrisation de la convection profonde et peu profonde, on utilise un pas de temps deux fois plus grand que celui d'ajustement $\Delta t_{cnvc} = 2\Delta t_{adj}$. Les termes de forçage physiques (turbulence, précipitation de grande échelle) sont calculés en utilisant un pas de temps plus grand que celui d'ajustement, $\Delta t_{phys} = n_{phys}\Delta t_{adj}$ avec $n_{phys} = 4$.

La mise à jour des grandeurs du modèle, relatives aux effets radiatifs, est réalisée toutes les heures $\Delta t_{rad} = n_{rad}\Delta t_{adj}$ avec $n_{rad} = 30$.

2.6. Les routines principales du modèle ETA

- **D_EBU** : programme principal du modèle ETA
- **INIT** : initialisation des variables du modèle.
- **D_PDTE** : calcul de l'intégrale verticale de la divergence du flux de masse pour avoir les surfaces pressions et les valeurs ETA à l'interface des couches.
- **D_CUCNVC** : paramétrisation des précipitations convectives. Calcul de la convection profonde et peu profonde suivant le schéma décrit par BETTS (1986) avec quelques modifications apportée par JANJIC, incluant le dégagement de chaleur latente et la variation d'humidité lors du déclenchement des précipitations.
- **D_PRECPD** : paramétrisation des précipitations de grande échelle (ZHAO 1994).

- **D_SFCDIF** : paramétrisation de la couche limite de surface (CLS) suivant le schéma de GEORGELIN et al. 1994 [9].
- **D_TURBL** : mise à jour des termes de l'énergie cinétique turbulente (production et dissipation) et calcul des termes de diffusion verticale en utilisant la formulation implicite. Les coefficients d'échange relatifs à l'humidité et à la chaleur, à tous les niveaux du modèle, sont calculés par cette routine.
- **HDIFF** : calcul de la contribution de la Diffusion Horizontale aux tendances de la température, de l'humidité spécifique, de l'énergie cinétique, des composantes du vent et mise à jour de ces variables (JANJIC 1993) [9]. Un schéma non linéaire de second ordre similaire à celui de SMAGORINSKI est utilisé.
- **HZADV2** : calcul de l'advection horizontale de l'humidité spécifique (vapeur d'eau) et de l'eau des nuages et mise à jour de ces variables.
- **HZADV** : calcul de l'advection horizontale de la température, de l'énergie cinétique et mise à jour de ces variables (JANJIC et BLACK) [9].
- **VDIFH**: diffusion verticale des variables de masse.
- **VDIFV** : diffusion verticale des variables relatives au champs de vent.
- **VTADV** : calcul de l'advection verticale de la température, de l'humidité spécifique, de l'énergie cinétique et mise à jour de ces variables.
- **RADTN** : calcul du bilan radiatif des courtes et longues longueurs d'onde (BLACK 1987) [9].
- **PRGRCO** : calcul du gradient des forces de pression et mise à jour des composantes horizontales de la vitesse du vent.
- **DIVHOA** : calcul des termes de la divergence, avec atténuation des ondes de gravité.
- **OUTVAR** : variable de sortie : géopotentiel, température et de la pression au niveau de la mer SLP.

La structure de l'organigramme du programme principal est donnée en appendice B.

CHAPITRE 3

LA COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE

3.1. Introduction:

La couche limite atmosphérique (CLA) a fait l'objet de nombreuses études durant la dernière décennie, comme en témoigne la littérature météorologique récente. Il y a plusieurs raisons à cet intérêt accru. La raison principale est liée au fait que la CLA est l'environnement naturel de la quasi-totalité des activités humaines ; la connaissance et éventuellement la prévision de sa structure est d'un intérêt pratique certain pour l'agriculture, l'urbanisme, l'aéronautique, l'énergétique, etc. C'est surtout les effets de la turbulence qui sont intéressants: Effets mécaniques sur les structures naturelles et artificielles (génération des vagues et courants océaniques, forces exercées sur les bâtiments, ponts, lignes électriques, etc.), effets de diffusion de toutes sortes (problème de la pollution ...), effet sur l'amplitude et la phase des ondes de toutes natures, etc. La deuxième raison importante justifiant le développement récent des recherches sur la CLA est liée à la modélisation numérique des mouvements atmosphériques et à la prévision numérique du temps. Dans l'état actuel des modèles de l'atmosphère, une prise en compte correcte des divers processus physiques, apparaît comme une étape très importante pour des progrès ultérieurs. Parmi ces processus physiques, le rôle de la CLA occupe une place de choix ; c'est en effet par l'intermédiaire de la CLA que se font les échanges de quantité de mouvement, de chaleur et d'humidité entre l'atmosphère libre et la surface sous-jacente. C'est aussi au sein de la CLA, que se dissipe la majeure partie de l'énergie cinétique de l'atmosphère sous l'effet des frottements.

3.2. Découpage de la Couche Limite Atmosphérique (CLA)

La CLA est la partie de l'atmosphère où la présence du sol perturbe le champ de vitesse du vent par les effets élémentaires dynamiques, liés au frottement de l'air sur le sol, et thermique, liés au réchauffement/refroidissement de l'air par la base. En réalité ces effets interagissent constamment, et ils sont de plus compliqués par d'autres facteurs comme la présence de vapeur d'eau, la rotation terrestre, les inhomogénéités thermophysiques de la surface, les changements d'état de l'eau, etc. L'épaisseur h de la couche limite est naturellement assez mal définie, puisqu'en réalité la vitesse tend asymptotiquement vers sa valeur libre quand on s'éloigne du sol ; on peut cependant lui

assigner une valeur en terme « d'épaisseur de déplacement » ou conditionnellement en convenant que l'écoulement libre est atteint lorsque la vitesse vaut une fraction donnée de sa valeur à l'infini (Figure 3.1).

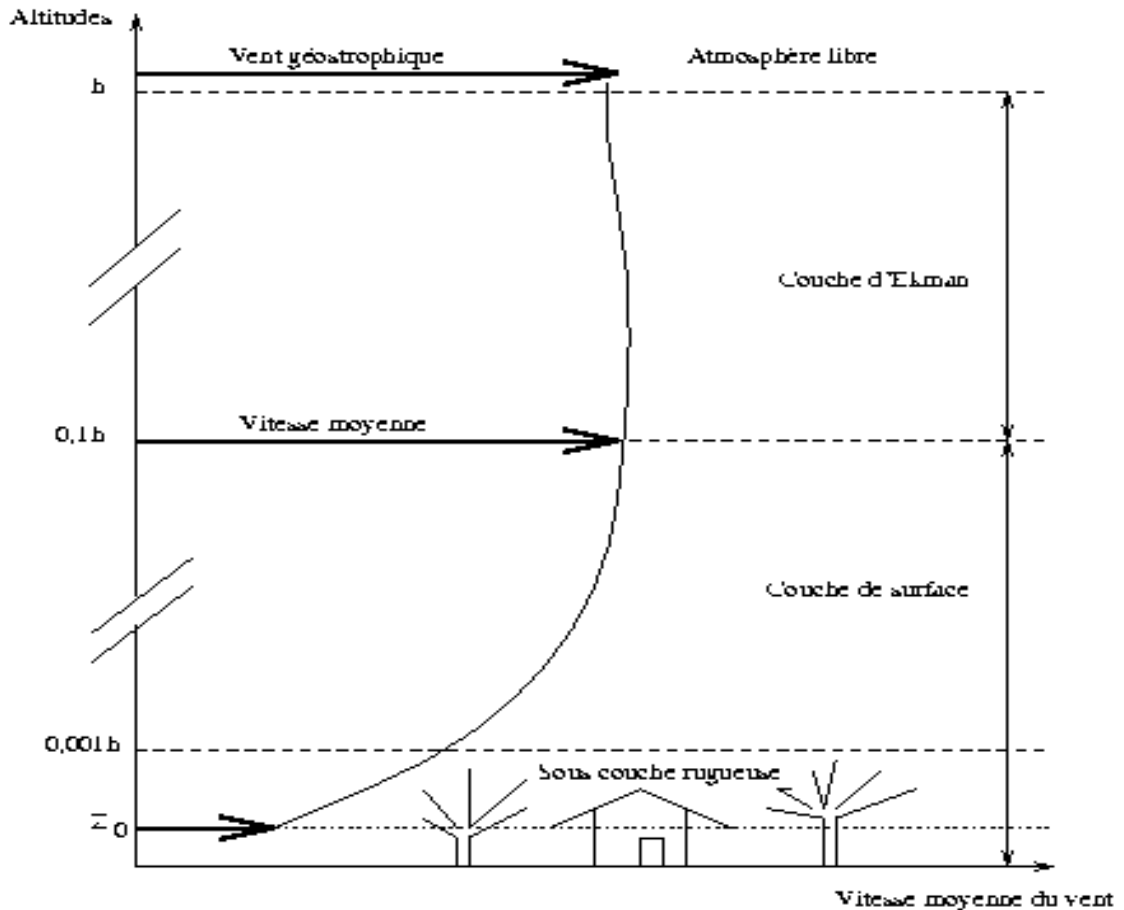


Figure 3.1 : Représentation schématique de la Couche Limite Atmosphérique

3.2.1 La couche d'Ekman ou couche planétaire

La partie supérieure de la CLA est appelée la couche d'Ekman. Dans cette région, la structure du vent est influencée par le frottement de l'air sur la surface terrestre, par la stratification thermique de l'air et aussi par la force de Coriolis. Selon l'altitude, les effets du frottement dans cette couche deviennent négligeables devant l'effet de la force de Coriolis, la direction du vent subit une rotation et atteint à son sommet celle du vent géostrophique.

3.2.2. La couche de surface

Cette couche est la partie de la CLA directement en contact avec la surface terrestre. Dans cette région, les effets de la force de Coriolis sont négligeables, la direction du vent est constante, et la structure du vent est uniquement déterminée par les effets dynamiques engendrés par le sol et par la stratification thermique de l'air.

3.2.3. La sous couche rugueuse

La partie inférieure de la couche de surface, située juste au dessus de la surface terrestre, est la sous couche rugueuse. L'épaisseur de cette zone varie de quelques dixièmes de millimètres (en mer) à quelques dizaines de mètres (dans les zones fortement urbanisées). Dans cette zone, qui contient les éléments de rugosité, l'écoulement de l'air est fortement turbulent, non homogène et instationnaire. Puisqu'il est impossible de proposer une modélisation universelle, on la caractérise par une rugosité globale, notée z_0 , homogène à une longueur. Cette dernière est fonction de la taille, de la forme et de la densité des obstacles qui recouvrent le sol. Les sites homogènes de grande extension horizontale sont classés en 5 catégories de rugosité, comme le montre le tableau ci-dessous:

Tableau 3.1 : Classes de rugosité.

Sites caractéristiques	Classes de rugosité	z_0 (m)
Grandes étendues d'eau (mer, océan, lac)	I	de 0,001 à 0,01
Rases campagnes, aéroports	II	de 0,01 à 0,10
Zones faiblement urbanisées	III	de 0,10 à 0,50
Zones urbanisées, industrielles ou forestières	IV	de 0,50 à 1,50
Grandes villes	V	de 1,50 à 2,50

3.3. Régimes d'écoulement dans la couche limite atmosphérique

Il existe trois régime d'écoulement : le vent moyen, les ondes et la turbulence.

a) **vent moyen**:

- Transport horizontal rapide (advection).

b) **les ondes:**

- Pas de transport de chaleur, ni de matière (eau, polluants)
- Fort transport de mouvement et d'énergie
- Déclenché par topographie ou cisaillement de vent
- Se propagent en altitude dans l'atmosphère libre et leur déferlement provoque de la turbulence en air clair (CAT)

c) **la turbulence:**

- Structure tourbillonnaire
- **Fort transport vertical de scalaires** (matière, chaleur, polluants), aussi bien que de l'énergie et du mouvement, donc très **efficace pour le transport**.
- Déclenchée par cisaillement de vent ou instabilité thermique.
- C'est un processus dissipatif qui dégénère si il n'y a plus de source, elle ne se propage pas mais se diffuse suivant la verticale.

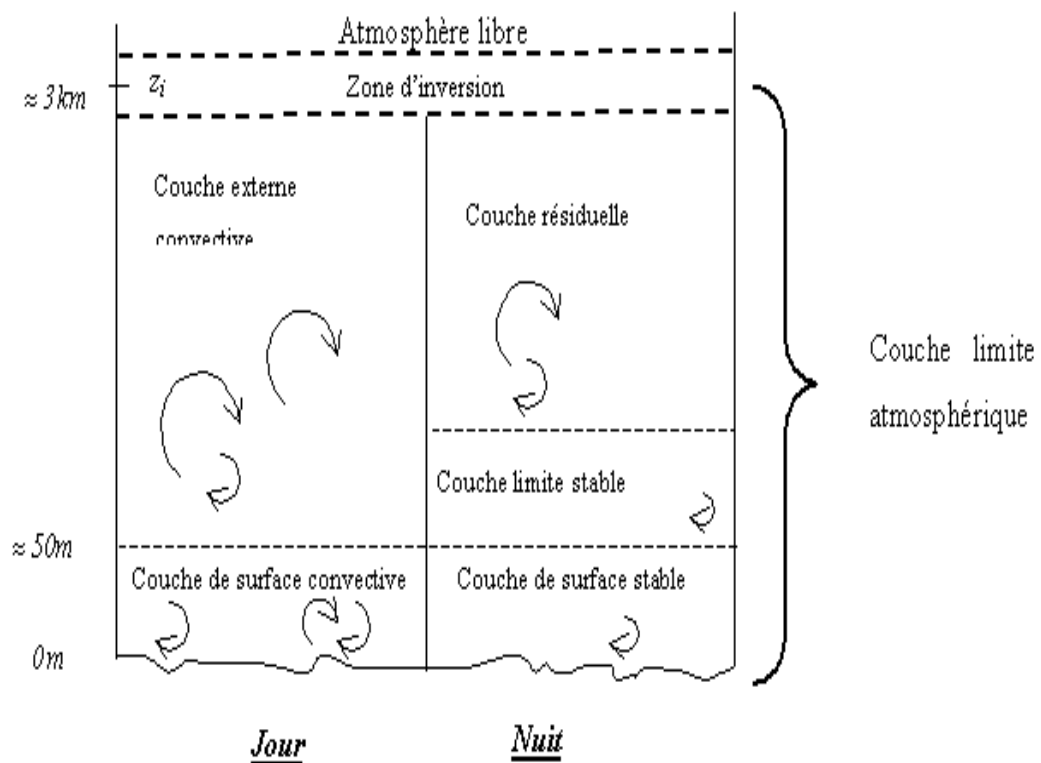


Figure 3.2 : Variation diurne de la couche limite atmosphérique.

3.4. Schéma de Paramétrisation de la CLS dans le modèle ETA

La version du modèle ETA utilisée à l'ONM, utilise le modèle de la couche de surface basé sur la théorie de similitude établie par MONIN OBUKHOV (1954) [6]. Le schéma de paramétrisation de la couche de surface basé sur la théorie de MONIN OBUKHOV détermine les conditions aux limites sur deux niveaux du modèle permettant ainsi l'utilisation de la hiérarchie de MELLOR YAMADA à l'ordre 2.5.

3.4.1. Théorie de similitude

Le calcul des flux turbulents de surface des différentes quantités nécessite des conditions aux limites sur deux niveaux z_1 et z_2 . Dans le cas du modèle ETA, la hauteur de ces deux niveaux correspond au plus bas niveau du modèle $z_2 = z_{LM}$. En accord avec la théorie de similitude, le flux entre les deux niveaux est supposé constant.

Les flux turbulents de quantité de mouvement (moment angulaire) M , de chaleur H , de flottabilité H_v et d'humidité E , sont respectivement représentés ci-dessous par :

$$\left. \begin{aligned} M &= -\overline{uw} = K_M \frac{dU}{dz} \\ H &= -\overline{\Theta w} = K_H \frac{d\Theta}{dz} \\ H_v &= -\overline{\Theta_v w} = K_H \frac{d\Theta_v}{dz} \\ E &= -\overline{qw} = K_H \frac{dq}{dz} \end{aligned} \right\} \quad (3.1)$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{dU}{dz} &= \frac{M}{K_H} \\ \frac{d\Theta}{dz} &= \frac{H}{K_H} \\ \frac{d\Theta_v}{dz} &= \frac{H_v}{K_H} \\ \frac{dq}{dz} &= \frac{Q}{K_M} \end{aligned} \right\} \quad (3.2)$$

Les constantes K_M et K_H sont les coefficients d'échanges, relatifs respectivement à la quantité de mouvement et la quantité de chaleur ; Θ est la température potentielle et Θ_v la température potentielle virtuelle, formulée comme suite :

$$\Theta_v = \Theta(1 + 0.61.r)$$

Avec r : rapport de mélange = mv/ma (masse de vapeur / masse d'air sec).

Les échelles ci-dessous sont largement utilisées :

$$u_* \equiv \sqrt{M}, \quad \Theta_* \equiv \frac{H}{u_*}, \quad \Theta_v^* \equiv \frac{H_v}{u_*}, \quad q_* \equiv \frac{Q}{u_*} \quad (3.3)$$

Dans l'analyse suivante, F dénote le flux, S correspond aux variables (U, Θ, Θ_v, q) et K_F correspond aux coefficient (K_M, K_H) . Après l'intégration de l'équation (3.2) de z_1 à z_2 on obtient :

$$S_2 - S_1 = F \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{K_F} \quad (3.4)$$

On définit le coefficient d'échange global par:

$$K_{F_{bulk}} = \frac{z_2 - z_1}{\int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{K_F}} \quad (3.5)$$

Le flux est donné par la relation suivante :

$$F = K_{F_{bulk}} \frac{S_2 - S_1}{z_2 - z_1} \quad (3.6)$$

En appliquant la théorie de similitude à la couche limite de surface (CLS), on a :

$$\frac{\partial S}{\partial Z} = \frac{S_*}{\kappa Z} \varphi_F(\zeta) \quad (3.7)$$

$$\text{avec : } S_* = \frac{F}{\sqrt{M}} = \frac{F}{u_*} \quad (3.8)$$

$$\zeta = \frac{z}{L} \quad (3.9)$$

S_* est l'échelle utilisée comme dans (3.3) ; φ_F une fonction à déterminer empiriquement.

ζ un nombre adimensionnel qui détermine le rapport entre la hauteur géométrique et la longueur de Monin-Obukhov L définie par :

$$L = \frac{M^{\frac{3}{2}}}{\kappa\beta g H_v} \quad (3.10)$$

$$\beta = \frac{1}{\Theta_0} \approx \frac{1}{273^\circ K}$$

Où :

Θ_0 : la température potentielle ambiante

κ : constante de Von Karman.

Notons que si ζ tend vers 0, $\varphi_F(0) = const$ et l'intégrale (3.7) suivant z nous ramène à un profil logarithmique de S entre z_1 et z_2 . Comme mentionné dans les relations (3.9) et (3.10), ζ tend ou est égal à zéro dans deux cas : stratification naturelle ou quand la variable z est égale à zéro pour $L \neq 0$.

A l'approche de la surface, les profils verticaux de toutes les variables considérées tendent vers une forme logarithmique.

L'intégrale (3.7) devient :

$$S_2 - S_1 = \int_{z_1}^{z_2} \frac{S_*}{\kappa z} \varphi_F(\zeta) dz \quad (3.11)$$

La supposition faite sur la constance du flux, implique que le flux (équation 3.1) et l'échelle (3.3) peuvent sortir de l'intégrale, ce qui nous permet d'écrire :

$$S_2 - S_1 = \frac{S_*}{\kappa} \int_{z_1}^{z_2} \frac{L}{z} \varphi_F(\zeta) \frac{dz}{L}$$

ou, en utilisant (3.8) et (3.9) :

$$S_2 - S_1 = \frac{S_*}{\kappa u_*} \int_{\zeta_{11}}^{\zeta_2} \varphi_F(\zeta) \frac{d\zeta}{\zeta}$$

Dans le cas de la stabilité neutre où L tend vers zéro et ζ tend vers l'infini, on est en présence d'un cas spécial qui doit être traité séparément.

Soit :

$$S_2 - S_1 = \frac{S_*}{\kappa u_*} \int_{\zeta_1}^{\zeta_2} [\varphi_F(\zeta) - \varphi_F(0)] \frac{d\zeta}{\zeta} + \varphi_F(0) \frac{d\zeta}{\zeta}$$

et :

$$S_2 - S_1 = \frac{S_*}{\kappa u_*} \int_{\zeta_1}^{\zeta_2} [\varphi_F(\zeta) - \varphi_F(0)] \frac{d\zeta}{\zeta} + \varphi_F(0) \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{z} \quad (3.12)$$

La fonction $\varphi_F(\zeta)$ est connue, alors l'intégrale à droite de l'équation (3.12) peut être évaluée par :

$$\gamma_F = \psi_F(\zeta_2) - \psi_F(\zeta_1) + \varphi_F(0) \ln\left(\frac{z_1}{z_2}\right) \quad (3.13)$$

Ainsi, l'équation (3.12) peut s'écrire :

$$S_2 - S_1 = \frac{F}{\kappa u_*} \gamma_F \quad (3.14)$$

L'intégrale de la fonction ψ_F est connue, soit analytiquement, soit sous forme d'un tableau.

En particulier, pour $F = M$, $S = U$, $\gamma_S = \gamma_M$.

$$U_2 - U_1 = \frac{M}{\kappa u_*} \gamma_M$$

$$U_2 - U_1 = \frac{u_*}{\kappa} \gamma_M \quad (3.15)$$

Si z_1 , z_2 , U_1 , U_2 , L et u_* sont connus, le flux de quantité de mouvement peut être obtenu par la relation (3.15).

Cependant, la longueur de Monin-Obukhov est estimée par l'introduction de la relation approximative suivante :

$$L = L \left[Ri_{bulk}, z_2 - z_{s_1}, z_2 - z_{s_2}, \dots, \ln \frac{z_2}{z_{s_1}}, \ln \frac{z_2}{z_{s_2}}, \dots \right]$$

Où :

Ri_{bulk} : Nombre de Richardson global, et z_{s_1}, z_{s_2}, \dots sont les hauteurs correspondants aux variables S_1 et S_2, \dots .

Afin de rendre plus flexible cette méthode, l'approche itérative a été adoptée. Avec cette approche, la première estimation du flux M^0 est utilisée avec celle du flux H_v^0 , pour évaluer la première valeur de la longueur de Monin-Obukhov L^0 . Les premières valeurs des flux M^0 et H_v^0 peuvent être calculées en utilisant les premières estimations des coefficients d'échange globaux K_{Mbulk}^0 et K_{Hbulk}^0 , cités dans la formule (3.6).

En substituant (3.6) dans 3.14), on a :

$$S_2 - S_1 = \frac{K_{Fbulk} \frac{S_2 - S_1}{z_2 - z_1}}{\kappa u_*} \gamma_F$$

Et,

$$\frac{F_{Fbulk}}{z_2 - z_1} = \frac{\sqrt{M} \kappa}{\gamma_f} \quad (3.16)$$

Et après avoir estimé la longueur de Monin-Obukhov L^0 , on réévalue la valeur du coefficient d'échange obtenu par la première itération grâce à la relation :

$$\frac{F_{Fbulk}^1}{z_2 - z_1} = \frac{\sqrt{M^0} \kappa}{\gamma_F^0}$$

La procédure est répétée, jusqu'à ce que la convergence soit atteinte. En première approche on calcule les flux :

$$M^i = K^i_{Mbulk} \frac{U_2 - U_1}{z_2 - z_1}$$

$$H^i_v = K^i_{Mbulk} \frac{\Theta_{v2} - \Theta_{v1}}{z_2 - z_{\Theta_{v1}}}$$

Ensuite on calcule la longueur de Monin-Obukhov :

$$L^i = \frac{(M^i)^3}{\kappa \beta g H^i_v}$$

puis l'intégrale de la fonction de stabilité pour la quantité de mouvement et la flottabilité :

$$\gamma^i_M = \gamma_M(L^i) \quad \text{et} \quad \gamma^i_H = \gamma_H(L^i)$$

Enfin on met à jour les coefficients d'échange globaux suivants:

$$\frac{K^{n+1}_{Mbulk}}{z_2 - z_1} = \frac{\sqrt{M^i} \kappa}{\gamma^i_M}$$

$$\frac{K^{n+1}_{Hbulk}}{z_2 - z_1} = \frac{\sqrt{M^i} \kappa}{\gamma^i_H} \tag{3.17}$$

La précision est atteinte au bout de trois itérations.

Dans le modèle ETA, différentes fonctions de stabilités φ_F , γ_F sont utilisées aussi bien sur mer que sur terre. Au-dessus des surfaces hydriques les fonctions conformes au modèle de Mellor-Yamada à l'ordre deux sont utilisées (LOBOCKI 1993) [6]. Pour ces fonctions, la turbulence se dissipe pour des nombres de Richardson dépassant 0.19. Au-dessus du sol, on utilise les fonctions de Paulson (1970) [6].

3.5. La sous couche visqueuse

Pour le calcul des flux de surface, la théorie de similitude nécessite de fixer les conditions aux limites sur deux niveaux, z_1 et z_2 . Les variables du premier niveau du modèle z_{LM} sont utilisées comme conditions aux limites supérieures.

Les profils des variables atmosphériques prennent la forme logarithmique à l'approche de la limite basse, car le point 0 représente une singularité. On suppose que les profils prennent fin pour $z = z_0$ et que les variables considérées prennent des valeurs limites basses à cette hauteur.

Cette situation est illustrée ci-dessus. La hauteur z_0 est appelée : longueur de rugosité

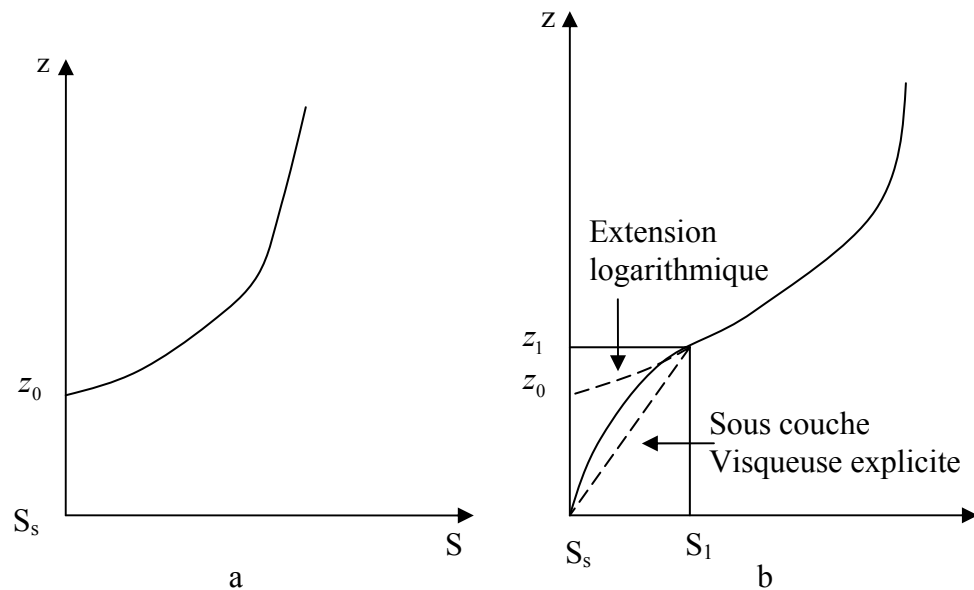


Figure 3.3 : Allure des variables représentatives dans la couche limite de surface

(a) : représentation théorique et (b) : représentation réelle

En réalité, la zone proche de la surface, est plus compliquée que celle représentée dans la figure 3.3.

3.5.1 La sous couche visqueuse au-dessus de sol

L'approche la plus connue est de prolonger la courbe logarithmique au-delà de sa portée de validité (ligne discontinue Figure 3.3.b). Ainsi, on obtient la hauteur z_0 effective à l'intersection de la courbe prolongée et l'axe des z . Puisque la courbe logarithmique définit entièrement la magnitude du flux de surface, le problème qui reste à résoudre est comment déterminer la hauteur z_0 effective en fonction du régime d'écoulement. Pour ce faire, c'est la méthode proposée par ZILTINKEVICH en 1966 [6] qui est appliquée dans le modèle ETA.

Cette méthode est décrite pour les processus de transfert de chaleur au voisinage de la surface. On suppose que la portée logarithmique est ($z_{0u} \ll z \ll L$) :

$$\Theta(z) = \Theta_0 + \frac{H}{\kappa u_*} \ln \frac{z}{z_{0u}} \quad (3.18)$$

Avec :

z_{0u} : Longueur de rugosité relative aux échanges de quantité de mouvement

Θ_0 : Température potentielle dans la couche située au-dessous de z_{0u} , qui n'est pas forcément égale à la température de surface Θ_s .

Au voisinage de la surface, le flux de quantité de mouvement $M = u_*^2$ comporte deux termes, celui relatif à la pression : u_{*p}^2 et celui relatif à la viscosité : u_{*v}^2 .

On définit l'échelle du gradient de la vitesse de frottement comme suite:

$$\frac{u_*}{z_{0u}} \quad (3.19)$$

La contribution du terme de viscosité au flux de quantité de mouvement est donnée par :

$$u_{*v}^2 = \nu \frac{u_*}{z_{0u}} \quad (3.20)$$

Et la température est donnée par :

$$\Theta_{*v} = \frac{H}{u_{*v}} = \frac{H}{\sqrt{\nu \frac{u_*}{z_{0u}}}} \quad (3.21)$$

L'incrément de la température est :

$$\Delta\Theta = \Theta_s - \Theta_0 \quad (3.22)$$

Ou,

$$\Delta\Theta = C_z \Theta_{*v} = C_z \frac{H}{\sqrt{\nu \frac{u_*}{z_{0u}}}} \quad (3.23)$$

Avec C_z : constante empirique.

La combinaison des équations (3.18) à (3.22), nous permet d'écrire :

$$\Theta(z) = \Theta_s - \Delta\Theta + \frac{H}{\kappa u_*} \ln \frac{z}{z_{0u}} \quad (3.24)$$

En substituant (3.23) dans (3.24) on obtient :

$$\Theta(z) = \Theta_s + \frac{H}{\kappa u_*} \left[\kappa C_z \frac{u_*}{\sqrt{\nu \frac{u_*}{z_{0u}}}} + \ln \frac{z}{z_{0u}} \right] \quad (3.25)$$

et

$$\Theta(z) = \Theta_s + \frac{H}{\kappa u_*} \left[\kappa C_z \sqrt{\frac{z_{0u} u_*}{\nu}} + \ln \frac{z}{z_{0u}} \right] \quad (3.26)$$

En définissant le nombre de Reynolds par :

$$Re = z_{0u} \frac{u_*}{\nu} \quad (3.27)$$

L'équation (3.26) peut s'écrire :

$$\Theta(z) = \Theta_s + \frac{H}{\kappa u_*} \left[\ln \exp(\kappa C_z \sqrt{Re}) + \ln \frac{z}{z_{0u}} \right] \quad (3.28)$$

Où

$$\Theta(z) = \Theta_s + \frac{H}{\kappa u_*} \ln \frac{z \exp(\kappa C_z \sqrt{Re})}{z_{0u}} \quad (3.29)$$

Finalement :

$$\Theta(z) = \Theta_s + \frac{H}{\kappa u_*} \ln \frac{z}{z_{0T}} \quad (3.30)$$

avec :

$$z_{0T} = z_{0u} \exp(-\kappa C_z \sqrt{Re}) = z_{0u} \exp\left(\kappa C_z \sqrt{z_{0u} \frac{u_*}{\nu}}\right) \quad (3.31)$$

La formule (3.31) qui exprime la longueur de rugosité relative aux échanges de chaleur est utilisée pour le calcul analytique de cette quantité. Les mesures faites par des spécialistes sont proches des résultats déterminés de façon analytique à l'aide de la formule précédente. En ce qui concerne la constante empirique C_z , la valeur recommandée et utilisée par le modèle ETA est 0.75.

3.5.2. La sous couche visqueuse au-dessus des surfaces hydriques

La sous couche visqueuse au-dessus des surfaces hydriques est traitée de la même manière que dans le cas précédent.

Suivant LIU et AL. (1974) [6], au voisinage immédiat de la surface lisse, le profil de la sous couche visqueuse, pour les différentes variables, est donné par :

$$U_1 - U_s = D_1 \left[1 - \exp\left(\frac{zu_*}{D_1 \nu}\right) \right] \frac{M}{u_*} \quad (3.32)$$

$$\Theta_1 - \Theta_s = D_2 \left[1 - \exp\left(\frac{zu_*}{D_2 \chi}\right) \right] \frac{H}{u_*} \quad (3.33)$$

$$q_1 - q_s = D_3 \left[1 - \exp\left(\frac{zu_*}{D_3 \lambda}\right) \right] \frac{E}{u_*} \quad (3.34)$$

D_1 , D_2 et D_3 : paramètre à discuter plus tard

ν , χ et λ sont les diffusivités moléculaire relatives respectivement à la quantité de mouvement, à la température et à la vapeur d'eau.

On définit les petits arguments des fonctions exponentielles des équations (3.32), (3.33) et (3.34) par :

$$\frac{z_{1u}u_*}{D_1\nu} = \frac{z_{1T}u_*}{D_2\chi} = \frac{z_{1q}u_*}{D_3\lambda} = \Xi \quad (3.35)$$

On suppose que:

$$1 - \exp(-\Xi) \approx \Xi \quad (3.36)$$

En tenant compte des équations (3.35) et (3.36), les équations (3.32), (3.33) et (3.34) peuvent être réécrites de la manière suivante :

$$U_1 - U_s = \frac{z_{1u}}{\nu} M \quad (3.37)$$

$$\Theta_1 - \Theta_s = \frac{z_{1T}}{\chi} H \quad (3.38)$$

$$q_1 - q_s = \frac{z_{1q}}{\lambda} E \quad (3.39)$$

Avec :

$$z_{1u} = \frac{\Xi \nu D_1}{u_*} \quad (3.40)$$

$$z_{1T} = \frac{\Xi \chi D_2}{u_*} \quad (3.41)$$

$$z_{1q} = \frac{\Xi \lambda D_3}{u_*} \quad (3.42)$$

Par la suite, on procède à certaines simplifications en considérant deux couches distinctes :

- La première est une fine couche visqueuse juste au-dessus de la surface du sol où les transports verticaux sont entièrement engendrés par les effets de la diffusion moléculaire.
- La deuxième est la couche turbulente immédiatement au-dessus de la précédente où les transports verticaux sont entièrement gouvernés par les flux turbulents.

En utilisant les coefficients d'échange globaux relatifs à la quantité de mouvement et à la température, le flux turbulent au-dessus de la sous couche visqueuse s'écrit :

$$M = \frac{K_{Mbulk}}{\Delta z} (U_{LM} - U_1) \quad (3.43)$$

$$H = \frac{K_{Hbulk}}{\Delta z} (\Theta_{LM} - \Theta_1) \quad (3.44)$$

$$E = \frac{K_{Hbulk}}{\Delta z} (q_{LM} - q_1) \quad (3.45)$$

$$\Delta z = z_{LM} - z_1$$

En substituant (3.43), (3.44) et (3.45) dans (3.37), (3.38) et (3.39) on obtient :

$$\frac{v}{z_{1u}} (U_1 - U_s) = \frac{K_{Mbulk}}{\Delta z} (U_{LM} - U_1) \quad (3.46)$$

$$\frac{\chi}{z_{1T}} (\Theta_1 - \Theta_s) = \frac{K_{Hbulk}}{\Delta z} (\Theta_{LM} - \Theta_1) \quad (3.47)$$

$$\frac{\lambda}{z_{1q}} (q_1 - q_s) = \frac{K_{Hbulk}}{\Delta z} (q_{LM} - q_1) \quad (3.48)$$

Finalement ;

$$U_1 = \frac{U_s + \frac{K_{Mbulk} z_{1u}}{v \Delta z} U_{LM}}{1 + \frac{K_{Mbulk} z_{1u}}{v \Delta z}} \quad (3.49)$$

$$\Theta_1 = \frac{\Theta_s + \frac{K_{Hbulk} z_{1T}}{\chi \Delta z} \Theta_{LM}}{1 + \frac{K_{Hbulk} z_{1T}}{\chi \Delta z}} \quad (3.50)$$

$$q_1 = \frac{q_s + \frac{K_{Hbulk} z_{1q}}{\lambda \Delta z} q_{LM}}{1 + \frac{K_{Hbulk} z_{1q}}{\lambda \Delta z}} \quad (3.51)$$

Au dessus des surface hydriques, on distingue trois régimes d'écoulement dans la sous couche visqueuse : lisse (laminaire) ou transitoire, agité (turbulent) et très agité. Ces trois régimes peuvent être déterminés, grâce au nombre de Reynolds qui est défini par :

$$\text{Re} = \frac{z_0 u_*}{\nu} \quad (3.52)$$

Où :

$$z_0 = \max\left(0.018 \frac{u_*^2}{g}, 1.59 \times 10^{-5}\right) \quad (3.53)$$

Les paramètres D_1 , D_2 et D_3 sont donnés par LIU et AL. (1974) :

$$D_1 = G \text{Re}^{1/4} \quad (3.54)$$

$$D_2 = G \text{Re}^{1/4} \text{Pr}^{1/2} \quad (3.55)$$

$$D_3 = G \text{Re}^{1/4} \text{Sc}^{1/2} \quad (3.56)$$

Avec :

$$\text{Pr} = \frac{\nu}{\chi} : \text{nombre de Prandtl}$$

$$\text{Sc} = \frac{\nu}{\lambda} : \text{nombre de Schmidt}$$

G : constante dépendant du régime d'écoulement.

Finalement les équations (3.40), (3.41) et (3.42) s'écrivent :

$$z_{1u} = \Xi \nu \frac{G \left(\frac{z_0 u_*}{\nu} \right)^{1/4}}{u_*} \quad (3.57)$$

$$z_{1r} = \Xi \chi \frac{G \left(\frac{z_0 u_*}{\nu} \right)^{1/4} \text{Pr}^{1/2}}{u_*} \quad (3.58)$$

$$z_{1q} = \Xi \lambda \frac{G \left(\frac{z_0 u_*}{\nu} \right)^{1/4} \text{Sc}^{1/2}}{u_*} \quad (3.59)$$

Pour le modèle ETA, $G=30$ dans le cas d'un régime laminaire et $G=10$ pour les deux autres régimes (agité et très agité). Le nombre de Prandtl et le nombre de Schmidt sont égaux à : $\text{Pr} = \text{Sc} = 0.71$ et la diffusivité moléculaire est égale à $\nu = 0.000015 \text{ m}^2/\text{s}$,

Les seuils de la vitesse de frottements, pour lesquels on passe d'un régime à un autre sont les suivants : $u_{*r} = 0.25m/s$, $u_{*s} = 0.7m/s$ ($\Xi = 0.35$).

Le calcul du flux de surface dans la sous couche visqueuse nécessite d'abord l'évaluation de la vitesse de frottements : $u_* = \sqrt{\frac{K_{Mbulk}}{\Delta z}(U_{LM} - U_1)}$, en utilisant le coefficient K_{Mbulk} et U_1 de l'étape précédente. Une fois u_* calculée, on effectue la mise à jour de la longueur de rugosité z_0 . En utilisant les longueurs z_{1u} , z_{1T} et z_{1q} évaluées à l'aide des relations (3.57), (3.58) et (3.59), on calcule les variables U_1 , Θ_1 et q_1 des équations (3.49), (3.50) et (3.51) en utilisant également les valeurs des coefficients K_{Mbulk} et K_{Hbulk} déterminés précédemment. Pour amortir l'oscillation, on utilise des valeurs moyennes de U_1 , Θ_1 et q_1 entre les deux itérations successives.

3.6. Cas de la convection libre "Correction de BELJAARS"

Dans le cas du modèle ETA, la correction de BELJARS (1994) est appliquée pour corriger l'énergie cinétique turbulente avec l'énergie cinétique induite en surface par les tourbillons, pour éviter que la vitesse de frottements ou la longueur de MONIN OBUKOV soient nulles. Avec cette correction, une fraction du flux de flottabilité de surface, est convertie en énergie cinétique au voisinage de la surface.

$$H_v = \left(\overline{w\Theta_v} \right)_s \quad (3.32)$$

la fraction du flux de flottabilité de surface convertie en énergie cinétique est exprimée comme suite :

$$U_B^2 = \left(\gamma w_* \right)^2 \quad (3.33)$$

où : U_B : vitesse relative aux effets de flottabilité

$\gamma = 1.2$ est une constante empirique, $\beta = \frac{1}{273}$ et H_{PBL} est hauteur de la couche limite planétaire.

Dans la pratique, la seule modification qui est faite, est l'addition de U_B à la vitesse du vent, à la limite supérieure de la couche limite de surface.

CHAPITRE 4

TRAITEMENT DU SABLE PAR LE MODELE ETA

Parmi les 3500 tonnes [1] d'aérosols injectés chaque année dans la troposphère, 40 % sont composés de particules minérales d'origine désertique. Ces aérosols sont issus principalement de l'érosion éolienne, mais leur injection dans l'atmosphère ne se produit que lorsqu'une vitesse seuil est atteinte. Cette dernière est appelée vitesse seuil d'érosion ou vitesse de seuil de frottement, elle dépend des caractéristiques de surface et du type de sol. La fréquence des émissions de poussières dans l'atmosphère, est donc définie par le nombre de fois où le vent va au-delà de cette vitesse limite (MARTICORINA et BERGAMETTI, 1996)[1]. Les sources potentielles où le sable est susceptible d'être soulevé, sont concentrées dans les zones arides et semi-arides, localisées de part et d'autre de l'équateur, dans la ceinture d'anticyclones sub-tropicaux.

Plusieurs modèles numériques sont développés pour simuler le cycle de vie de ces aérosols. Dans ce présent chapitre, on va décrire le module de modélisation du cycle de vie du sable développé par NICKOVIC et DOBRICIC (1996) [6], à l'université d'Athènes et intégré dans le modèle ETA.

Avant d'entamer la description des différentes étapes suivies dans la modélisation, on donne d'abord un aperçu général sur les phénomènes de vent de sable en Algérie.

4.1. Répartition des jours de vent de sable durant l'année sur l'Algérie

L'étude statistique réalisée M LAPORTE [10], révèle que durant la période 1951-1957, on a observé au moins un jours de vent de sable, dans chaque station d'observation du Sud Algérien. Aussi, cette étude montre que le minimum de jours de vent de sable se produit en Novembre et le maximum en Août.

La répartition spéciale du nombre de jours de vent de sable n'est pas uniforme, selon qu'on se situe en plaine ou en montagne.

Tableau 4.1 : Classement des stations par nombre moyen annuel de jours de vent de sable
Pour la période : 1951-1957.

In Salah	101.9
Aoulef	84.7
Ouargla	75.5
El-Goléa	74.1
Ouallen	70.2
Timimoun	62.2
Béni Abbés	55.8
Adrar	53.2
Béchar	46.5
Laghouat	45.6
Tamanrasset	34.0
Ain-Séfra	24.0
Djanet	15.2

Suivant M. LAPORTE, on distingue deux types de vent de sable :

- Type A : S'observe essentiellement pendant la saison chaude, de Mai à septembre. Durant cette période les vents de sable sont essentiellement d'origine thermique, par suite des forts contrastes de température entre les sols de sable (erg et secondairement reg) et les sols rocaillieux. Il se crée alors au-dessus des premières des zones dépressionnaires où l'instabilité des masses d'air est renforcée. L'air circulant dans ces centres, tend à soulever la poussière et le sable de la couche superficielle du sol, remarquable par sa siccité. Ainsi, à la dépression saharienne semi permanente du régime d'été, se superposent les dépressions secondaires de caractère thermique localisées sur les régions basses (erg ou reg). A ces condition permanentes, s'ajoute en été l'influence du FIT qui remonte à cette saison jusqu'à ces latitudes. Les masses d'air humide d'origine équatoriale provoquent un temps perturbé, caractérisé en altitude par de nombreux nuages d'instabilité (donnant des orages) et au sol par une recrudescence des tourbillons de sable qui évoluent très souvent en tempêtes de sable violentes avec des conditions particulièrement dangereuses pour l'aéronautique. Il est à noter que ces

remontées d'air équatorial n'affectent généralement que les régions méridionales du Sahara.

- type B : Ce type s'observe de novembre à avril. Durant cette période, on retrouve des situations anticycloniques sur le Sahara avec des gradients généralement faibles. Mais en altitude et d'une manière constante, on observe la présence d'une dépression au Nord-est de l'Afrique du Nord. Sa position moyenne se situe sur la mer Tyrrhénienne ou le sud de l'Italie. On note aussi très souvent la présence d'un thalweg, plus au moins accentué, orienté Nord-est Sud-ouest. Ainsi l'air froid originaire de cette dépression (qui atteint parfois -40° à 500 mb) tend à glisser vers le sud-ouest et plus particulièrement sur le Sahara central où il établit des conditions favorables au déclenchement des vents de sable.

Tableau 4.2 : Répartition des jours de vent de sable selon leurs types durant l'année suivant M. LAPORTE (1951-1957).

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Type A	2			1	1	9	11	15	12	5	1	
Type B	6	6	6	5	2						9	14

4.2. Cycle atmosphérique de sable

Le cycle atmosphérique de sable se résume en trois phases essentielles :

1. Mobilisation : Avant que le sable soit soulevé, il faut qu'il soit d'abord mobilisé.

Le processus de mobilisation est comparable à celui des vagues qui déferlent sur la plage où, sous l'effet de l'angle d'attaque du vent par rapport au sol, les grosses particules de sable, de diamètre supérieur à $10\mu\text{m}$, entrent en collision avec le sol et arrachent les fines particules qui sont ensuite libérées dans l'atmosphère (Figure. 4.1). Les paramètres essentiels qui déterminent l'érosion du sol sont : la distribution spatiale de la texture du sol, le type de particules qui les constitue et l'intensité du vent (turbulence), car d'après M. DUBIEF [10] « Toute cause augmentant l'amplitude de la turbulence d'une masse d'air en diminuant son échelle, favorisera en région désertique la production des vents de sable ». La

connaissance des caractéristiques physiques des particules de sable, l'humidité du sol et le degré d'attachement de ces particules entre elles, est nécessaire pour déterminer la vitesse seuil de frottement pour laquelle la mobilisation de sable commence. De plus, le couvert végétal influence directement sur la quantité de sable soulevée, en modifiant le type de sol par apport d'humus et en augmentant l'humidité du sol. Les sols rocailleux de forte rugosité représentant une grande partie des zones désertiques, réduisent largement l'intensité de l'érosion en piégeant les particules de sable dans leurs cavités.

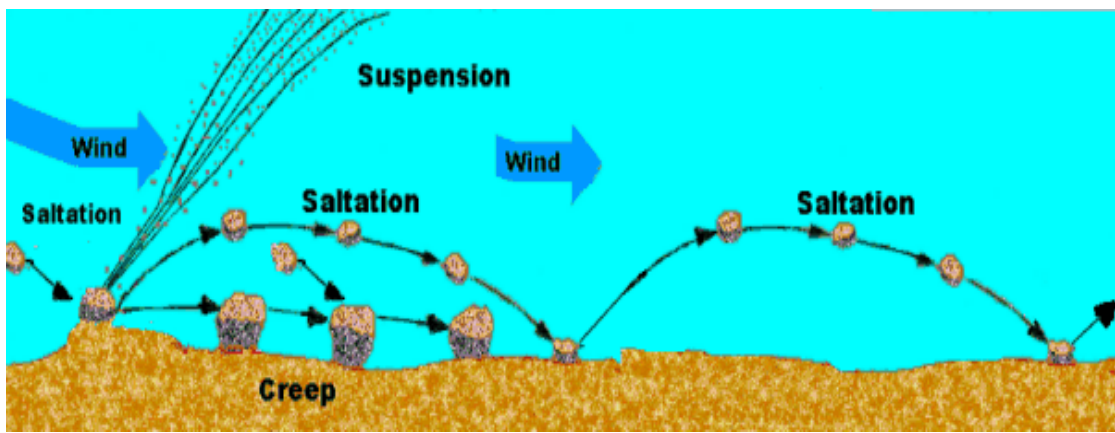


Figure 4.1 : Processus de bombardement responsable de l'érosion du sol d'après ALFARO,1997.

2. Transport : Le sable soulevé se mélange dans l'atmosphère avec les autres substances présentes dans l'atmosphère, qui sont ensuite transportées par le vent soit à l'intérieur des régions sahariennes ou bien vers les autres régions. La direction et l'intensité du vent déterminent les régions qui seront affectées par le sable. Jusqu'à là, trois directions ont été répertoriées : le Nord (vers la Méditerranée et l'Europe), l'Ouest (vers l'océan Atlantique) et le Nord-Est (vers la Méditerranée orientale). Il est à signaler que la présence du relief perturbe largement l'advection de sable et limite son parcours.
3. Dépôt de sable : En vertu de la loi de conservation de la masse, le sable ainsi soulevé est restitué à la terre, soit par le flux subsident (dépôt sec), soit par la pluie (dépôt humide). Le dépôt de sable se fait généralement en fin de journée. En l'absence de forçage dynamique, le sable reste piégé dans la couche limite résiduelle et va

sédimenter après le coucher du soleil. Ainsi il constituera la couche nocturne. Cette couche va avoir tendance à se stabiliser la nuit.

4.3. Modélisation du sable

Le traitement de sable par les modèles numériques connaît un retard énorme par rapport à d'autres phénomènes physiques qui interagissent dans l'atmosphère. Ce retard est dû essentiellement, à la complexité de la modélisation des différents processus intervenant dans le cycle de vie de cette matière. La technique adoptée par les modèles numériques, pour quantifier cette matière, est basée sur le calcul de sa concentration dans l'atmosphère.

4.3.1. La concentration de sable

Le sable est traité par le modèle comme une substance passive, sans influence sur les autres paramètres météorologiques qui gouvernent la concentration, le soulèvement, le transport et le dépôt de ce paramètre.

Dans la version actuelle du modèle ETA, le cycle de vie du sable désertique est décrit par une série de k équations de concentration indépendantes, de type Eulérien.

$$\frac{\partial C_k}{\partial t} = -u \frac{\partial C_k}{\partial x} - v \frac{\partial C_k}{\partial y} - (w - v_{gt}) \frac{\partial C_k}{\partial z} - V (K_L V C_k) - \frac{\partial (K_z \partial C_k / \partial z)}{\partial z} + \left(\frac{\partial C_k}{\partial t} \right)_{source} - \left(\frac{\partial C_k}{\partial t} \right)_{puits} \quad (4.1)$$

Avec :

C_k : Concentration de la $k^{\text{ième}}$ classe de sable

K_L : Coefficient de diffusion latérale

K_z : Coefficient d'échange turbulent

v_{gt} : Vitesse d'ajustement gravitationnelle

k : classes de la particule

$k=1$ 1^{ère} classe : Argile (clay)

$k=2$ 2^{ème} classe: Alluvions fins (small silt)

$k=3$ 3^{ème} classe : Gros alluvions (large silt)

$k=4$ 4^{ème} classe : Poussière (sand)

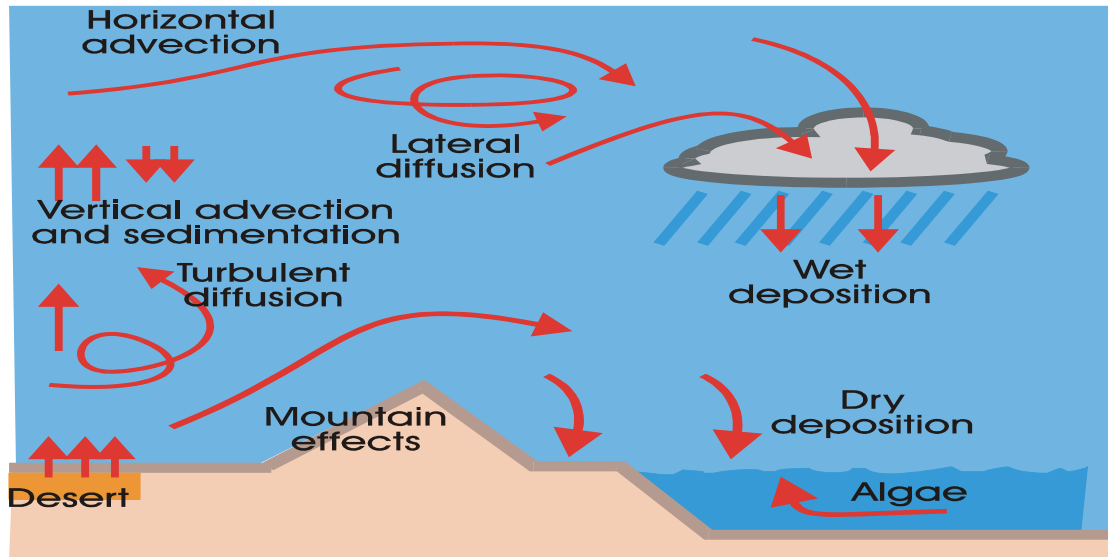


Figure 4.2 : Représentation schématique de l'équation de la concentration de sable

Les équations précédentes décrivent la variation locale de concentration de chaque classe de particule. La concentration totale est la somme pondérée des concentrations partielles.

$$C = \sum_{k=1}^k \delta_k C_k \quad \text{avec :} \quad \sum_{k=1}^k \delta_k = 1 \quad (4.2)$$

δ_k : Fraction de masse de la $k^{\text{ième}}$ classe de la particule.

4.3.2 Les sources potentielles de sable

La détermination des sources potentielles de sable est l'une des premières étapes pour la modélisation. Cette étape consiste à déterminer sur chaque point de la grille horizontale du modèle (domaine) la productivité en sable (quantité de sable injectable dans l'atmosphère). Pour tenir compte de tous les facteurs qui contrôlent la productivité du sol en sable, à savoir : le type de sol, le couvert végétal, l'humidité du sol et l'intensité de la turbulence, on suit les étapes suivantes :

Etape 1 :

Les zones **productives** de sable sont divisées en deux catégories : les zones arides à très forte émissivité et les zones semi-arides (transition entre le désert et **la steppe**). Les précipitations annuelles contribuent à différencier ces deux zones, et l'isohyète 200 mm est

en général prise comme référence pour marquer le passage des zones arides aux zones semi-arides. Les précipitations ont pour effet d'accentuer la cohésion des particules, qui se lient entre elles. Ainsi, sous l'effet de l'humidité, les seuils d'érosion sont nettement augmentés (Fécan et al., 1999). Par ailleurs, la végétation saisonnière due aux précipitations, absorbe une partie de l'énergie éolienne tout en modifiant la rugosité de surface, contribuant ainsi à l'augmentation des seuils d'érosion.

Le modèle ETA utilise, pour la simulation de sable, la distribution géographique de la végétation établie par OLSO WORLD ECOSYSTEMS [EPA 1992], possédant 59 classes à 10 minutes de résolution, et le 13 SSIB types de végétation [WILSON et HENDERSON – SELLERS, 1985][2]. Ce modèle végétal est cartographié dans la grille du modèle ETA. Avec ce modèle végétal, les zones sources sont identifiées par le mask M. Ce dernier est égal à 1 pour les zones arides, 0.5 pour les zones semi-arides et 0 pour les autres zones (Tableau 3.3).

Tableau 4.3 : Le mask M (en fonction du couvert végétal) d'après OLSON WORLD ECOSYSTEM¹.

Code number	Vegetation type	Desert mask M
8	Desert, Mostly bare stone, clay and sand	1
50	Sand desert, partly blowing dunes	1
51	Semidesert/desert scrub/sparse grass	0.5
52	Cool/cold scrub semidesert/steppe	0.5
Others	/	0

Le fichier du couvert végétal ainsi obtenu est reporté sur la grille horizontale du modèle numérique. Mais, généralement, la résolution horizontale du modèle numérique utilisé, n'est pas la même que celle du fichier couvert végétal. Dans ce cas, pour estimer la productivité en sable aux point de grille du modèle, nous comptons le nombre de points du fichier couvert végétal contenus à l'intérieur d'une boîte de la grille du modèle. Puis, nous

⁽¹⁾ : les types de végétation sont données en anglais [2].

identifions parmi ces points, ceux qui représentent les zones arides et ceux qui représentent les zones semi-arides. La fraction de ces points (aride et semi aride) par rapport au nombre total de points du fichier couvert végétal est définie par α :

$$\alpha = \frac{\text{Nombre de points (aride + semi aride)}}{\text{Nombre total de points du fichier couvert végétal}}$$

Nous définissons $\varepsilon = \frac{\Delta_{ETA}}{\Delta_{VEG}}$ comme étant le rapport entre la résolution de la grille

horizontale du modèle ETA et la résolution globale du fichier couvert végétal.

La valeur de ε peut être inférieure à un, c'est-à-dire la résolution du modèle est inférieure à la résolution du fichier végétal, ou bien supérieur à un dans le cas contraire. Pour chacun de ces deux cas, la fraction des zones désertiques α dans la grille horizontale du modèle est calculée comme suite:

Premier cas : $\varepsilon > 1$:

Dans ce cas, chaque boîte de la grille du modèle contient au moins un point de la grille du couvert végétal (Figure 3.3). La fraction α , en chaque point de la grille du modèle, est calculée comme suit:

$$\alpha^{i,j} = \frac{\sum_{n=1}^N M_n^{i,j}}{N} \quad (4.4.1)$$

Les indices i et j représentent les dimensions de la grille horizontale du modèle ; N le nombre total de point du fichier couvert végétal, contenu dans une boite de la grille du modèle.

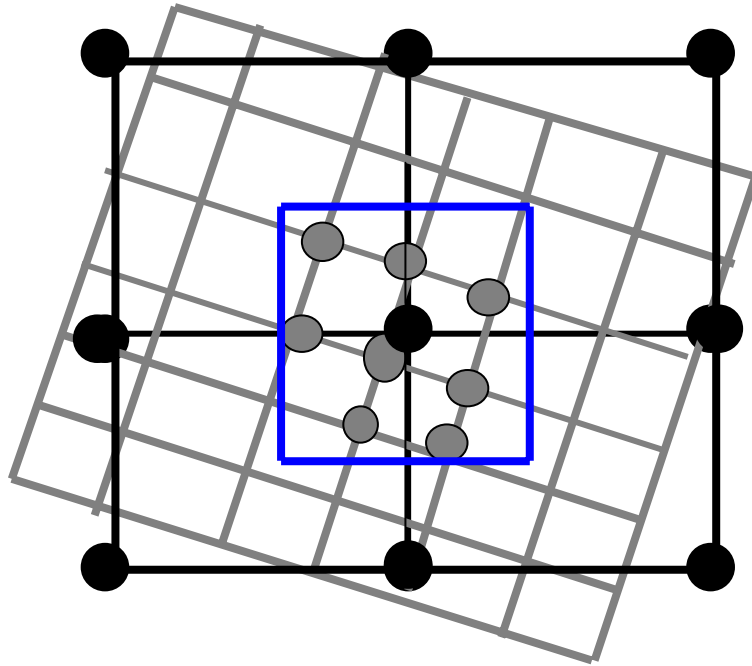


Figure 4.3 : Fraction de la grille du modèle couverte par le désert ; ici cas où on a : $N=8$ points végétation/désert dans la grille de modèle

Deuxième cas $\varepsilon < 1$:

Dans ce cas, certaines grilles du modèle ne contiennent aucun point de grille du fichier couvert végétal (Figure 4.4). La fraction α , en chaque point de la grille du modèle, est la valeur interpolée du mask M , des quatre points végétaux entourant ce point.

$$\alpha^{i,j} = \sum_{m=1}^4 \psi_m^{i,j} M_m^{i,j} \quad (4.4.2)$$

Où ψ_m est le facteur d'interpolation bilinéaire.

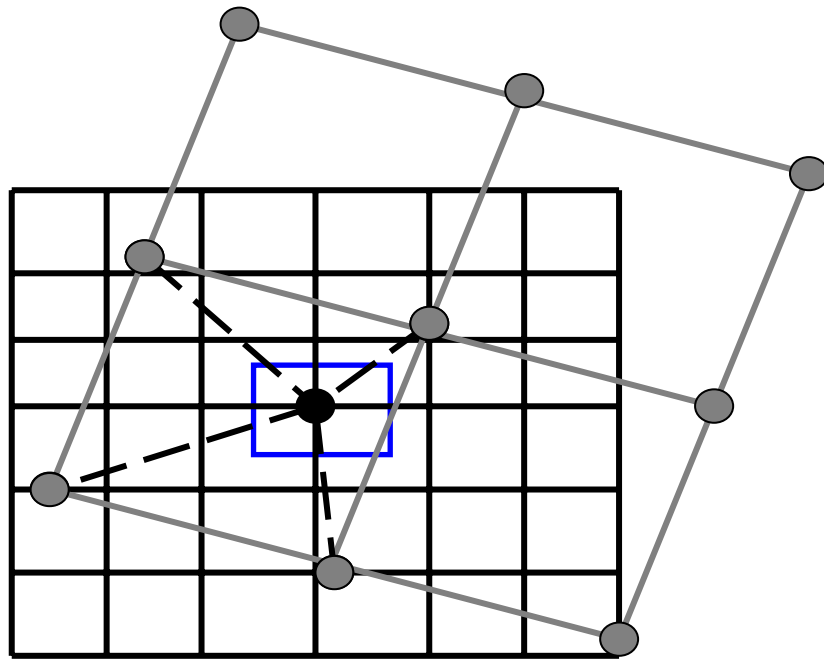


Figure 4.4 : Fraction de la grille du modèle couverte par le désert ; Aucun point végétation/désert dans la grille du modèle

La couleur grise désigne la grille végétation/désert et la couleur noire désigne la grille du modèle

Etape 2 :

On affecte à chaque point de la grille horizontale du modèle, le type de texture du sol qui lui correspond selon ZOBLER, et nous estimons pour chaque texture la fraction β_k d'argile (clay), d'alluvions fins (small silt), de gros alluvions (large silt) et de poussière (sand). Puisque le modèle ETA utilise dans les schémas de paramétrisations des informations sur le type de sols selon COSBY, alors une correspondance est faite entre les sept classes de textures, indiquées par ZOBLER et les sept types de sol, suivant COSBY (Tableau 4.4).

Tableau 4.4 : Correspondance entre les classes de texture et les types de sol ainsi que les contributions relatives : d'argile, de poussière, d'alluvions.

1	ZOBLER	COSBY	β_{kl}			
	Texture classes	Soil types	Clay	Small Silt	large Silt	Sand
1	COARSE	LOAMY SAND	0.12	0.08	0.08	0.80
2	MEDIUM	SILTY CLAY LOAM	0.34	0.56	0.56	0.10
3	FINE	CLAY	0.45	0.30	0.30	0.25
4	COARSE-MEDIUM	SANDY LOAM	0.12	0.18	0.18	0.70
5	COARSE-FINE	SANDY CLAY	0.40	0.10	0.10	0.50
6	MEDIUM-FINE	CLAY LOAM	0.34	0.36	0.36	0.30
7	COARSE-MEDIUM-FINE	SANDY CLAY LOAM	0.22	0.18	0.18	0.60

Etape 3 :

On définit le rayon R_k et la densité ρ_k de chaque particule citée ci-dessous. Pour chaque classe de particule, seule une fraction de celle-ci, participerait dans la mobilisation et le transport. La fraction massique, susceptible d'être mobilisée, est définie par γ_k (Tableau 4.5).

Tableau 4.5 : Caractéristiques des particules de sable.

k	type	Rayon de la particule	Densité de la particule	γ_k
		$R_k (\mu m)$	$\rho_{pk} (g.cm^{-3})$	
1	Argile (clay)	0.73	2.50	0.08
2	Fins alluvions	6.1	2.65	1.00
3	Gros alluvions	18	2.65	1.00
4	Poussières (Sand)	38	2.65	0.12

Etape 4 :

Cette étape consiste en le calcul du facteur de productivité de sable δ , après avoir estimé les trois facteurs α_k , β_k et γ_k .

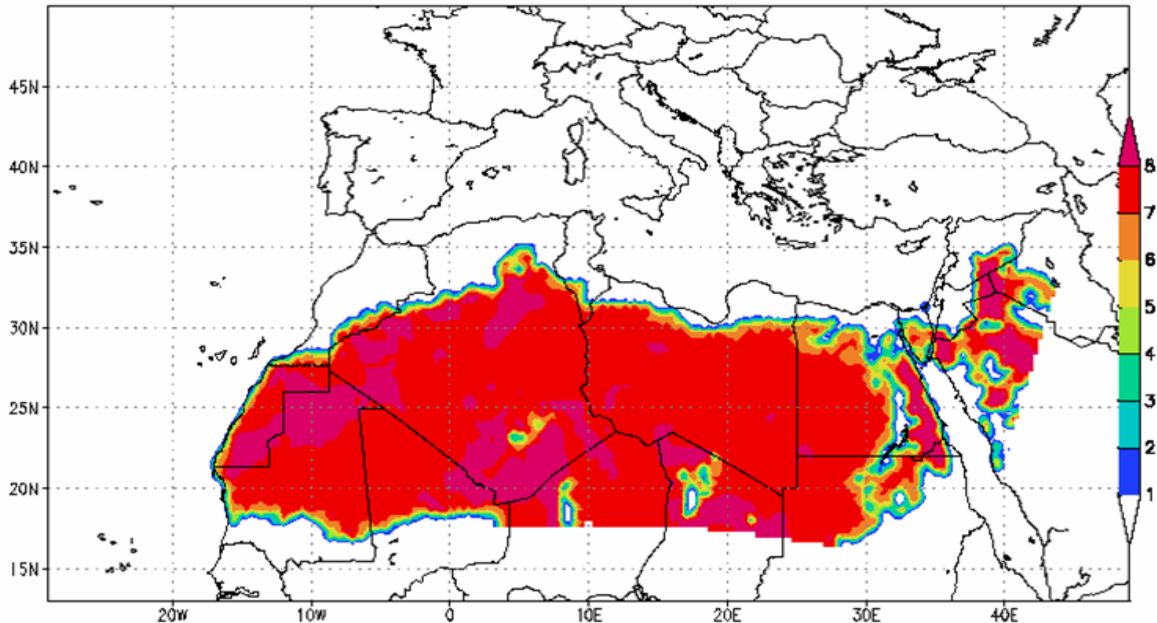


Figure 4.5 : Représentation des sources potentielles de sable.

Etape 5 :

Les quatre premières étapes sont les phases de prétraitement avant l'exécution du modèle. Durant l'exécution du modèle, les variables pronostiques et les conditions hydrologique sont utilisées pour estimer le taux de quantité de sable, effectivement injecté dans l'atmosphère.

4.4. Evaluation du terme $\left. \frac{\partial C_k}{\partial t} \right)_{source}$ de l'équation de concentration

4.4.1. La concentration de surface :

Le mouvement de sable est principalement causé par le processus de saltation, les particules de rayon supérieur à $10 \mu m$ entrent en collision avec le sol et propulsent les particules fines dans l'atmosphère. Les caractéristiques de l'atmosphère au voisinage du

sol et celles de la surface du sol, jouent un rôle prépondérant dans la régulation de la quantité de sable injectée dans l'atmosphère.

Dans la modélisation, les flux de surface comme la concentration de surface peuvent être utilisés comme condition aux limites basses, ce qui est relativement complexe du fait du caractère non uniforme des sources potentielles. L'approche utilisée pour estimer les flux de surface est analogue à celle utilisée par le modèle, pour estimer les échanges d'humidité et de température entre le sol et l'atmosphère (voir le chapitre précédent).

Les flux de surface dépendent directement de la vitesse de frottement. Suivant P.R. OWEN, GILLETTE et PASSI [1988][2]. Ces flux peuvent être estimés par la relation :

$$F_s = const.u_*^4 \left(1 - \frac{u_{*t}}{u_*} \right) \quad \text{Pour } u_* \geq u_{*t} \quad (4.5)$$

u_* : Vitesse de frottement,

u_{*t} : Vitesse limite au-dessous de laquelle la mobilisation de sable cesse.

Alors que, TEGEN et FUNG (1994) proposent la relation :

$$F_s = const.u_*^2 (u_* - u_{*t}) \quad \text{Pour } u_* \geq u_{*t} \quad (4.6)$$

Les études de SHAO et AL. (1993) basées sur l'expérience du tunnel du vent, donnent une relation différente des précédentes :

$$F_s = const.u_*^3 \left(1 - \left(\frac{u_{*t}}{u_*} \right)^2 \right) \quad \text{Pour } u_* \geq u_{*t} \quad (4.7)$$

C'est cette dernière relation qui est utilisée par le modèle ETA, pour estimer les flux de surface.

L'effet du sol, l'influence de la texture du sol et la distribution massique des particules sont introduits dans la relation (4.7), en utilisant le facteur de productivité du sol δ calculé de la façon suivante :

$$\delta_k = \alpha \gamma_k \beta_k \quad (4.8)$$

Les paramètres α , β et γ sont déterminés par les tableaux : (4.3), (4.4) et (4.5)

Le flux de surface vertical effectif devient :

$$F_{Sk}^{EFF} = \delta_k F_s \quad (4.9)$$

Sous les conditions de stabilité neutre, la concentration de surface est donnée en fonction du flux de surface vertical par la relation suivante (NICKLING et GILLIES, 1989)[2]:

$$C_{Sk} = const \times \frac{F_{Sk}^{EFF}}{\kappa u_*} \quad (4.10)$$

Finalement, en combinant les relations (4.7), (4.8), (4.9) et (4.10) on obtient :

$$C_{Sk} = const \times \delta_k \cdot u_*^2 \left(1 - \left(\frac{u_{*t}}{u_*} \right)^2 \right) \quad \text{Pour } u_* \geq u_{*t} \quad (4.11)$$

Cette relation est utilisée dans le modèle pour estimer la concentration de surface.

La constante (*const*) de l'équation (4.11) est déterminée plus tard au cours de l'exécution du modèle.

4.4.2. Seuil de la vitesse de frottement

Le seuil de la vitesse de frottement, déterminant le début de l'érosion du sol, est fortement dépendant de l'humidité du sol et de la taille des particules. L'eau du sol fait augmenter le seuil de la vitesse de frottement u_{*t} et réduit la quantité de sable injectée dans l'atmosphère. Ce dernier, grâce aux forces capillaires entre les grains de surface du sol dues à l'adsorption moléculaire, résiste à l'érosion.

La quantité maximale w' d'eau adsorbée, en fonction du taux d'argile est donnée par FECAN et AL. 1999, sous forme empirique, comme suite :

$$w' = 0.0014(\%clay)^2 + 0.17(\%clay). \quad (4.12)$$

En combinant entre la relation (4.12) et le tableau (4.4), on aboutit à la correspondance entre la quantité maximale d'eau adsorbée w' et les sept classes de texture considérées :

Tableau 4.6 : Correspondance entre les classes de texture du sol et w'

L	Cosby	w'_l
	Soil types	(%)
1	LAOMY SAND	2.5
2	SILTY CLAY LOAM	6.8
3	CLAY	11.5
4	SANDY LOAM	2.5
5	SANDY CLAY	10.0
6	CLAY LOAM	6.8
7	SANDY CLAY LOAM	3.5

L'effet de l'humidité du sol est inclus dans la relation de la vitesse de frottement u_{*t} suivant la méthode de FECAN et AL (1999).

$$\begin{aligned}
 u_{*tk} &= U_{*tk} && \text{Pour } q_s \leq w' \text{ sol sec} \\
 u_{*tk} &= U_{*tk} \sqrt{1 + 1.2(w - w')^{0.68}} && \text{Pour } q_s \geq w' \text{ sol humide}
 \end{aligned} \tag{4.13}$$

q_s : Humidité du sol, prévue par le modèle numérique.

U_{*tk} : Seuil de la vitesse de frottement pour un sol sec, donné ci-dessous par la relation de BAGNOL (1941) :

$$U_{*tk} = A_k \sqrt{2gR_k \frac{\rho_{pk} - \rho_a}{\rho_a}} \tag{4.14}$$

Avec :

ρ_{pk} et ρ_a : respectivement densités de la particule de sable et de l'air sec.

$A_k = \{ 1, 0.7, 0.4, 0.25 \}$ WHITE (1979), coefficient fonction du nombre de Reynolds

Le nombre de Reynolds est donné par la relation suivante :

$$(\text{Re})_{pk} = \frac{2R_k U_{*tk}}{\nu}$$

Dans la relation (4.14), il est supposé qu'il n'y a pas de flux au-dessous de la vitesse limite U_{*t} . Cependant, les observations montrent que dans le cas où la vitesse de frottement U_* diminue, l'érosion du sol ne s'arrête pas immédiatement, même si la condition de sous seuil de la vitesse de frottement est atteinte JACKSON (1996). Là, ce sont les forces d'inertie qui portent les particules pour un bout de temps le transport des particules est maintenu sous l'effet du vent. Afin de paramétrer l'effet de l'inertie et par conséquent éviter la sous estimation de la production de sable, la procédure adoptée est schématisé dans la figure.(4.6):

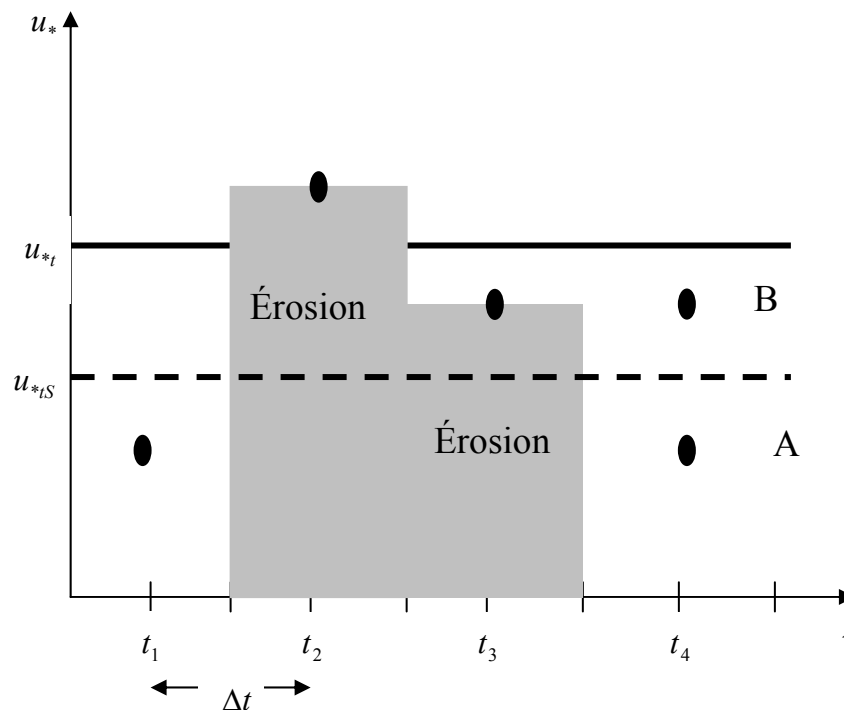


Figure 4.6 : Production de sable au-dessous de la vitesse limite de frottement.

- Pas de temps t_1 , $u_* < u_{*t}$: pas de production de sable
- Pas de temps t_2 , $u_* > u_{*t}$: début de production de sable
- Pas de temps t_3 , $u_{*st} < u_* < u_{*t}$, ($u_{*ts} = 0.9u_*$): production uniforme de sable, effet des force d'inertie

- Pas de temps t_4 , : fin de la production de sable si $u_* < u_{*ts}$ (point A) ou si $u_* < u_{*t}$ (point B).

On peut résumer les différentes étapes par :

1. l'érosion du sol commence quand $U_* < U_{*ts} = 0.9U_{*t}$ (pas de temps t_1) puis augmente quand $U_* > U_{*t}$ (pas de temps t_2).
2. L'érosion de sol est stable quand $U_* > U_{*t}$ (pas de temps t_2) ou $U_{*st} < U_* < U_{*t}$ (pas de temps t_3).
3. L'érosion de sable cesse quand $U_{*st} < U_* < U_{*t}$ (pas de temps t_3) ou quand la vitesse de frottement U_* devient inférieure à U_{*st} ($U_* < U_{*st}$ pas de temps t_4).

4.4.3. Effet de la sous couche visqueuse

Par analogie aux échanges de chaleur, de quantité de mouvement et d'humidité entre la terre et l'atmosphère, on suppose que dans le cas du mélange de sable, une fine couche visqueuse, se crée juste au-dessus des surfaces désertiques (flux laminaire), à laquelle on associe un transport vertical par la diffusion moléculaire. La transition vers un flux turbulent se produit par l'intensification de la turbulence. Dès que cette dernière est suffisamment développée, la sous couche visqueuse disparaît et la phase de mobilisation et de récupération des particules commence. Cette phase de mobilisation peut être assimilée à celle du freinage des vagues, avec formation d'écume sur la mer. Sous de telles conditions on assiste à un échange efficace de sable entre les surfaces désertiques et l'atmosphère.

Le terme source de sable de l'équation de concentration (4.1) est calculé par la relation de JANJIC (1994) [2]:

$$\left(\frac{\partial C_k}{\partial t} \right)_{source} = - \frac{F_{Sk}}{\Delta z} \quad (4.15)$$

Δz : Épaisseur de la première couche du modèle.

F_{Sk} : Flux turbulent, par classe, au-dessus de la sous couche visqueuse.

Le flux turbulent peut être estimé en fonction des termes de la sous couche visqueuse comme suite :

$$F_{sk} = \lambda \frac{C_{0k} - C_{sk}}{z_C} \quad (4.16)$$

L'indice 0 dénote la valeur de la concentration à l'interface de la sous couche visqueuse et de la couche turbulente.

L'indice s indique la surface.

L'épaisseur de la sous couche visqueuse z_C est donnée par :

$$z_C = \frac{0.35G \text{Re}^{0.25} \text{Sc}^{0.5} \nu}{u_*} \quad (4.17)$$

G : défini dans le chapitre précédent

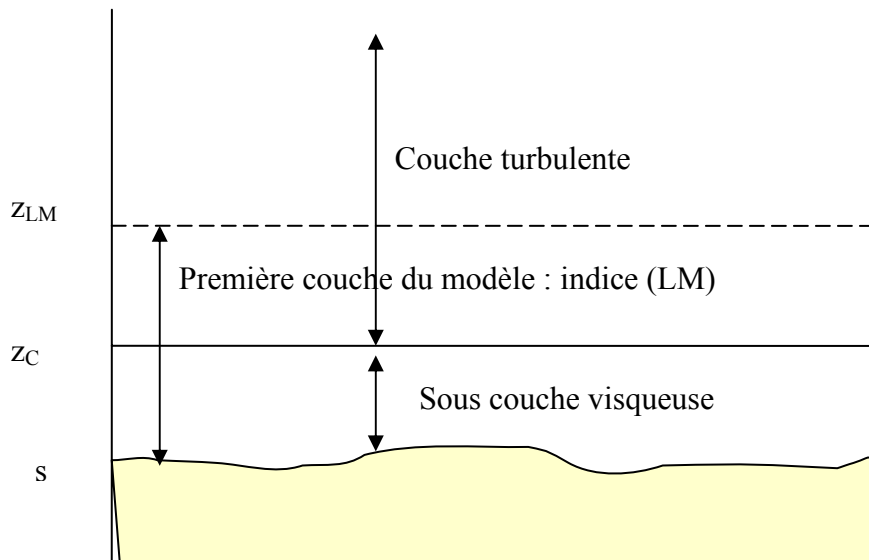


Figure 4.7 : Représentation schématique de la première couche du modèle

Les nombres de Reynolds (Re) et de Schmidt (Sc) sont donnés respectivement par les relations suivantes :

$$\text{Re} = \frac{z_0 u_*}{\nu} \quad , \quad \text{Sc} = \frac{\nu}{\lambda} \quad (4.18)$$

λ : est la diffusivité de la particule.

Au-dessus de la sous couche visqueuse et dans la première couche du modèle ($z_C < z < z_{LM}$), le flux turbulent est donné par la relation suivante :

$$F_{Sk} = K_S \frac{C_{LMk} - C_{0k}}{\Delta z} \quad (4.19)$$

$$\Delta z = Z_{LM} - Z_C$$

K_s : Coefficient de mélange en surface, de la concentration de sable,

K_s est supposé équivalent au coefficient d'échange de la température et de l'humidité. Ce coefficient est calculé en utilisant la méthode de [MONIN - OBUKHOV et JANJIC. 1996 b] [2].

Les flux calculés par les relations (4.16) et (4.19) sont équivalents à l'interface, de la sous couche visqueuse et turbulente ($z = z_C$), ce qui nous permet d'écrire :

$$F_{Sk} = K_S \frac{C_{LMk} - C_{0k}}{\Delta z} = \lambda \frac{C_{0k} - C_{sk}}{z_C}$$

Et donc :

$$C_{0k} = \frac{C_{Sk} + \omega C_{LMk}}{1 + \omega} \quad (4.20)$$

Le coefficient :

$$\omega = \frac{\left(\frac{K_S}{\Delta z} \right)}{\left(\frac{\lambda}{z_C} \right)} \quad (4.21)$$

a le rôle de facteur de poids dans la relation (4.20).

Le transport de sable dans la sous couche visqueuse s'opère suivant trois régimes : lisse ou transitoire, agité et très agité (voir le chapitre précédent).

En combinant entre les deux relations (4.19) et (4.20), le flux de surface s'écrit :

$$F_{Sk} = K_S^* \frac{C_{LMk} - C_{Sk}}{\Delta z} \quad (4.22)$$

C_{Sk} : est défini par la relation (4.11).

$$K_S^* = \frac{1}{1 + \omega} K_S \quad (4.23)$$

K_S^* : est le coefficient d'échange conventionnel de la théorie de similitude, corrigé par l'effet de viscosité.

4.4.4 Effet de la convection libre

Quand les surfaces désertiques sont surchauffées, elles génèrent des flux thermiques (plumes) verticaux, qui sont généralement associées à un transport vertical, même en l'absence du cisaillement de vent en surface. Dans pareils cas, on calcule le flux de surface suivant la relation (4.22), en utilisant la méthode de ZILITINKEVICH et al. Sous les conditions de convection libre, la vitesse de frottement est nulle, ce qui causera une singularité dans le calcul du flux de surface, si l'approche traditionnelle est appliquée (théorie de Monin-Obukhov). La méthode de BELJAARS (1994) est appliquée dans le modèle ETA pour remédier à ce genre de problème. Cette méthode consiste à corriger l'énergie cinétique turbulente par l'énergie cinétique du vent près de la surface, qui est induite par les tourbillons de large échelle [Janjic, 1996b]. Cette façon de faire, empêche la vitesse de frottement et la longueur de Monin-Obukhov d'être nulle. Dans la correction de BELJAARS, une partie du flux de la flottabilité de surface : $H_v = \overline{w'\Theta_v}$ (voir le chapitre précédent) est convertie en énergie cinétique turbulente du vent près de la surface. La fraction du flux de flottabilité de surface convertie en énergie cinétique est égale à :

$$U_B^2 = (\gamma w_*)^2 \quad (4.24)$$

Où la vitesse convective est définie par :

$$w_* = \left[\frac{1}{273} \times gh \overline{w'\Theta_v} \right]^{1/3} \quad (4.25)$$

h : épaisseur de la couche limite convective.

Dans la pratique, la correction de Beljaars est appliquée par l'addition de la quantité U_B à la vitesse du vent, à la limite supérieure de la couche de surface. Le flux vertical du sable, sous les conditions de convection libre et en l'absence du vent de cisaillement, est calculé par la méthode de ZILITINKEVICH et al. [private communication, 1998] [2]. Un tel écoulement est caractérisé par une forte convection dans laquelle les forces de flottabilité créent un étroit mouvement de soulèvement de sable. Sous ces conditions, l'écoulement est caractérisé par le bon développement de la couche limite planétaire (CLP). Le flux convectif est calculé en utilisant le coefficient d'échange aérodynamique K_{Ac} au lieu du coefficient défini par la relation (4.23).

$$K_{Ac} \equiv \frac{F_s}{U_* \Delta C_A} \quad (4.26)$$

L'expression (4.26) est valable uniquement dans les conditions de turbulences à large portée : $10^{-10} \leq z_{0u} / h \leq 10^{-5}$.

Avec z_{0u} : longueur de rugosité pour la quantité de mouvement.

La concentration «incrément due à l'aérodynamique » est donnée par :

$$\Delta C_A \equiv C_{AS} - C_{LM} = \left(C_S - \frac{F_C}{\kappa U_*} \ln \frac{z_{0u}}{z_{0C}} \right) - C_{LM} \quad (4.27)$$

Où :

$\kappa = 0.4$: Constante de Von Karman,

C_{AS} : Concentration extrapolée logarithmiquement au-dessous de niveau $z = z_{0u}$.

Les approximations ci-dessous sont recommandées par ZILITINKEVICH et al. :

$$\frac{U_*}{w_*} = 0.36 \left(\frac{z_{0h}}{h} \right)^{0.1} \quad (4.28.a)$$

et :

$$K_{AC} = \frac{1}{4.4 \left(\frac{h}{z_{0u}} \right)^{0.1} - 1.5} \quad (4.28.b)$$

Finalement, en Utilisant les relations (4.26), (4.27) et (4.28), le flux de surface aux points de grille du modèle, sous les conditions de convection libre, est calculé comme suite :

$$F_S = \frac{0.36 \left(\frac{z_{0u}}{h} \right) w_* (C_S - C_{LM})}{\frac{1}{\kappa} \ln \frac{z_{0u}}{z_{0C}} + 4.4 \left(\frac{z_{0u}}{h} \right)^{-1} - 1.7} \quad (4.29)$$

4.5. Dépôt du sable

4.5.1 Dépôt sec

Le dépôt sec des particules sur les surfaces terrestres est paramétré suivant le schéma de GEORGI (1986) [2]. Ce schéma inclut les processus de dépôt par la diffusion turbulente et par la diffusion de Brown, effet gravitationnel et interception et impaction des éléments de surface rugueuse.

La vitesse de dépôt sec est donnée par la relation suivante :

$$v_{dep} = \frac{1}{\frac{1}{v_{SL}} + \frac{1}{f_{B0} v_{IL}}} \quad (4.30)$$

Avec :

v_{SL} : Vitesse de dépôt turbulent dans la couche située entre z_C et 10 m,

v_{IL} : Vitesse de dépôt turbulent au sommet de la sous couche visqueuse z_C

f_{B0} : Constante empirique qui tient compte de l'effet du vent sur les surfaces végétales.

v_{SL} est donnée comme suite:

$$v_{SL} = C_{D10} U_{10} \frac{\sqrt{C_{D10}}}{\sqrt{C_{D0}} - \sqrt{C_{D10}}} \quad (4.31)$$

En tenant compte de la hauteur $z = 10$ m et z_C , nous définissons les coefficients de traînées :

$$C_{D10} = \frac{u_*^2}{U_{10}^2}, \quad C_{D0} = \frac{u_*^2}{U_{ZC}^2} \quad \text{et les vitesses } U_{10} \text{ et } U_{ZC}.$$

La vitesse v_{IL} est donnée par :

$$v_{IL} = Ge \sqrt{C_{D10} u_*} \quad (4.32)$$

La fonction Ge introduite par GEORGIN (1986) spécifie les propriétés de la particule (taille et composition) et la surface de dépôt (texture, couvert végétal, rugosité), elle est donnée par la relation suivante :

$$Ge = \frac{B_{St}}{\sqrt{C_{D0}}}, \quad (4.33)$$

B_{St} : nombre de Stanton.

Ge : somme des trois contributions [SLINN 1982] suivantes:

- diffusion de Brown,
- interception (due aux obstacles)
- collision (choc entre les particules de sable).

$$Ge = Ge_{BD} + Ge_{int} + Ge_{imp} \quad (4.34)$$

Ge est estimé aussi bien pour les surfaces avec différents régimes turbulents que pour les surfaces couvertes par la végétation. La première catégorie de surface est relative aux : océans, aux sols nus et surfaces couvertes de glace. Le coefficient empirique f_{BO} associé à cette catégorie est $f_{BO} = 1$. Pour les autres surfaces de la même catégorie, les paramètres utilisés sont donnés par le Tableau (4.7).

Tableau 4.7 : Valeurs de $\frac{1}{\sqrt{C_{D0}}}$ et Ge pour différents régimes d'écoulement.

Régime turbulent	$\frac{1}{\sqrt{C_{D0}}}$	Ge
Re < 0.13	13.5	$Sc_c^{-2/3} + 4.27 \cdot \frac{St^2}{St^2 + 400}$
$0.13 < Re < 2$	$6.432 \cdot Re^{-0.3634}$	$0.6667 Re^{-0.2} Sc^{-0.538 Re^{0.105}} + 2.225 Re^{-0.3634} \frac{St^2}{St^2 + 400}$
Re > 2	5	$0.6849 Re^{-0.25} Sc^{-0.5} + 1.75 \frac{St^2}{St^2 + 400}$

$$St = \frac{v_g u_*^2}{vg} : \text{nombre de Stokes}$$

La vitesse d'ajustement gravitationnelle au plus bas niveau du modèle est définie par :

$$(v_{gk})^{LM} = \frac{2g\rho_{pk}R_k^2}{9\nu} \quad (4.35)$$

Avec :

R_k et ρ_k : sont respectivement le rayon et la densité de la k ième particule, donnés par le Tableau 4.5.

Pour les surfaces couvertes par la végétation, nous appliquons les paramétrisations proposées par GEORGI (1986). Un nombre important de paramètres et de constantes dépendant du type de végétation, est donné par le Tableau (4.8).

Tableau 4.8 : Paramètres relatifs au dépôt de sable, sur les surfaces couvertes par la végétation

m	Vegetation types according to DORMAN/SELLERS	c_d	c_v	A_s	$(C_{D0veg})_{0.5}^-$
1	Broadleaf-evergreen trees	0.5	0.1 6	0	2.0
2	Broadleaf-deciduous trees	0.5	0.1 6	0	2.0
3	Broadleaf and neadleleaf trees	0.5	0.1 6	0	2.0
4	Neadleleaf-evergreen trees	0.4	0.1 2	0	2.5
5	Neadleleaf-deciduous trees	0.4	0.1 2	0	2.5
6	Broadleaf trees with groundcover	0.4	0.1 2	0	2.5
7	Groundcover only or cultivations	0.3	0.0 8	$1.4 \cdot 10^{-5}$	3.5
8	Broadleaf shrub with perennial groundcover	0.35	0.0 9	$3.2 \cdot 10^{-5}$	3.0
9	Broadleaf shrubs with groundcover	0.35	0.0 9	$3.2 \cdot 10^{-5}$	3.0
10	Dwarf trees and shrubs with groundcover	0.35	0.0 9	$3.2 \cdot 10^{-5}$	3.0

Pour ce type de surface la fonction Ge est donnée par la relation GEORGI [1986] :

$$Ge = \sqrt{\frac{\phi}{c_{dm}}}, \quad (4.36)$$

c_{dm} est le coefficient de traînée local pour les m différents types de végétation (voir le Tableau (4.8)); ϕ est l'efficacité de la collection des aérosols par la végétation, elle est approximée par :

$$\phi = \phi_{BD} + \phi_{int} + \phi_{imp} + \phi_s \quad (4.37)$$

Les indices désignent respectivement : la diffusion de Brown, l'interception, l'impaction (la collision) et la collection par les petits éléments.

L'efficacité de la collection par la diffusion de Brown est donnée par :

$$\phi_{BD} = c_{vm} Sc^{-1.3}, \quad (4.38)$$

c_{vm} est le coefficient de traînée visqueux local dépendant du type de végétation (voir le Tableau 4.8).

L'efficacité de collection par interception est dépendant de la taille de la particule. Elle est définie comme suite :

$$\phi_{int} = \frac{F_k^2}{a} \quad (4.39)$$

Où : $F_k = \frac{R_k}{b}$, R_k est le rayon de la k ième particule et $b = 0.5$ mm le rayon moyen de l'obstacle.

L'efficacité de collection par interception par les petits éléments végétaux est donnée par :

$$\phi_s = A_{sm} F_{sk} \ln(1 + F_{sk}), \quad (4.40)$$

$$F_{sk} = \frac{R_k}{b_s}, \quad b_s = 10\mu m.$$

Le facteur A_{sm} est le rapport entre les surfaces à petits collecteurs et les surfaces à éléments rugueux, qui dépendent des m différentes types de végétation (voire le Tableau 4.8).

Finalement, l'efficacité de collection par collision est approximée par :

$$\phi_{imp} = \frac{St_a^{3.2}}{(St_a + 0.6)^{3.2}}, \quad (4.41)$$

Avec :

$$St_a = \frac{v_g u_*}{gb} \text{ est le nombre de Stanton pour les surfaces végétales}$$

Pour les particules déposées au-dessus des surfaces couvertes par la végétation, on utilise :

$$f_{B0} = \frac{1}{e^{\sqrt{St_a}}}.$$

Le paramètre $\left(\frac{1}{\sqrt{C_{D0}}}\right)_m$ est utilisé pour le calcul au-dessus des surfaces végétales allant de 2 à 3.5 pour les m différents types de végétation (voir le Tableau 4.8).

En utilisant les équations (4.38), (4.39), (4.40) et (4.41) l'équation (4.37) s'écrit :

$$\phi = c_v S c^{-1.3} + \frac{F^2}{2} + \frac{St_a^{3.2}}{(St_a + 0.6)^{3.2}} + A_s R_s \ln(1 + R_s) \quad (4.42)$$

La vitesse de dépôt sec v_{dep} , définie par la relation (4.30), peut être déterminée en utilisant les équations (4.31) à (4.42).

Finalement, la contribution du dépôt sec, pour le terme puit dans l'équation de la concentration (4.1) est déterminée par:

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t}\right)_{SINKddep} = -\left(\frac{C v_{dep}}{\Delta z}\right)^{LM} \quad (4.43)$$

4.5.2 Dépôt humide

La sédimentation humide de la concentration de sable est calculée en utilisant le module de précipitation. Pour chaque boîte du modèle, le taux de sable récupéré par les précipitations est calculé par :

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t}\right) = -\Gamma \frac{\partial}{\partial z} \left(C \frac{\partial P}{\partial t} \right) \quad (4.44)$$

Où :

$\frac{\partial P}{\partial t}$: Le cumul de précipitations prévus par le modèle

$\Gamma = 5 \times 10^5$ est la valeur du paramètre de lessivage

Le dépôt en surface est calculé par:

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t}\right)_{SINK_{wdep}} = -\Gamma \left(\frac{C}{\Delta z} \frac{\partial P}{\partial t}\right)^{LM} \quad (4.45)$$

4.6. Advection horizontale

Le schéma d'advection horizontale (JANJIC, 1997)[6] de la concentration de sable, est conservatif.

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t}\right) = -u \frac{\partial C}{\partial x} - v \frac{\partial C}{\partial y} \quad (4.46)$$

Dans ce qui suit, nous allons montrer comment les termes d'advection horizontale sont évalués suivant une direction x.

Le schéma d'Euler est utilisé dans la première avance temporelle, pour évaluer l'advection horizontale de la concentration C au point j, par l'expression :

$$C_j^{n+1*} = C_j^n - \mu (C_j^n - C_{j-1}^n); \quad \text{Où :}$$

$$\mu = c \frac{\Delta t}{\Delta x} : \text{Nombre de Courant}$$

c : vitesse d'advection de la concentration.

Au deuxième pas de temps, une technique de filtrage est utilisée, la valeur de C est mise à jour en utilisant l'équation suivante :

$$C_j^{n+1} = C_j^{n+1*} - f(\mu) (C_{j-1}^{n+1*} - 2C_j^{n+1*} + C_{j+1}^{n+1*})$$

La fonction $f(\mu)$ est définie en fonction de l'anti-diffusion, pour $\mu = 1$ $C_j^{n+1*} = C_{j-1}^n$ c'est-à-dire la solution est correcte et on a pas besoin d'anti-diffusion ($f(1)=0$).

Pour les petites valeurs de μ (et de Δt), le schéma est suffisamment précis si on utilise le schéma de deuxième ordre pour approximer l'advection horizontale:

$$C_{j-1} = C_j - \Delta x \frac{\partial C}{\partial x} + \frac{1}{2} (\Delta x)^2 \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \dots$$

$$\frac{\partial C}{\partial x} = \frac{C_j - C_{j-1}}{\Delta x} + \frac{1}{2} \Delta x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \dots$$

$$(\delta_x C)_{UPSTR} = \frac{C_j - C_{j-1}}{\Delta x} + \frac{\Delta x}{2} \frac{C_{j-1} - 2C_j + C_{j+1}}{\Delta x^2}$$

Finalement, la concentration de sable est donnée de façon explicite par l'expression :

$$C_j^{n+1} = C_j^n - \mu \frac{C_j^n - C_{j-1}^n}{\Delta x} - \frac{1}{2} \mu (C_{j-1}^n - 2C_j^n + C_{j+1}^n) \quad (4.47)$$

Dans l'expression (4.47), on suppose que : $f(\mu) \approx \frac{1}{2} \mu$.

Ce schéma est généralisé pour le cas bidimensionnel.

4.7. Advection verticale

Les schémas d'advection utilisés habituellement produisent des valeurs négatives de quantités positives comme la concentration de sable. Afin de contrôler ce problème, une méthode linéaire par partie, de l'advection verticale de la concentration de sable, est appliquée dans le modèle ETA (F. MESINGER, private communication, 1997) [6]. Cette méthode maintient la monotonie dans le calcul de l'advection verticale de la concentration.

Après le réajustement par un certain nombre d'itérations, pour un pas de temps donné, le profil vertical de la concentration C est représenté par des segments linéaires par partie. La pente de ces segments n'est pas ajustée dans la couche qui contient des extremums locaux.

La variation locale de la concentration de sable, due à l'advection verticale, est calculée de la façon suivante :

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t} \right)_{VADV} = -W \frac{\partial C}{\partial z} = -\frac{\partial}{\partial z} (CW) + C \frac{\partial W}{\partial z} \quad (4.48)$$

Où : $W = w - v_g$ vitesse verticale relative de la concentration

v_g la vitesse d'ajustement gravitationnelle et elle est donnée par la formule de Stokes:

$$v_{gk} = \frac{2g\rho_{pk}R_k^2}{9\nu} \quad (4.49)$$

Le schéma d'advection verticale utilisé pour la concentration de sable est analogue à celui de la température, de l'humidité et de l'énergie cinétique.

En pratique, on commence d'abord par la détermination de C à l'interface des couches du modèle. La Figure 4.8 montre la disposition de la concentration C dans les trois premières couches du modèle.

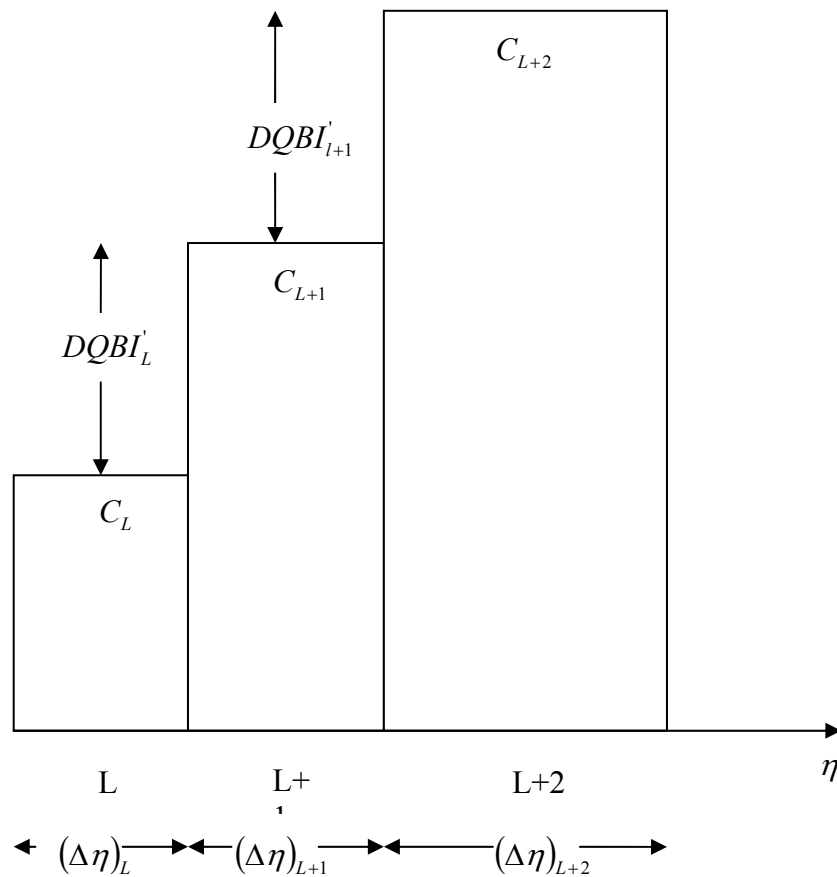


Figure 4.8 : Distribution des quantités C avant l'application de la méthode de linéarisation par partie.

On définit :

$$DQBI'_L = C_{L+1} - C_L$$

Où l'exposant dénote la première itération et l'indice dénote le rang de la couche du modèle.

$$WFA_L = \frac{M_L}{M_L + M_{L+1}}$$

$$WFB_L = \frac{M_{L+1}}{M_L + M_{L+1}}$$

M : quantité de masse dans chaque couche

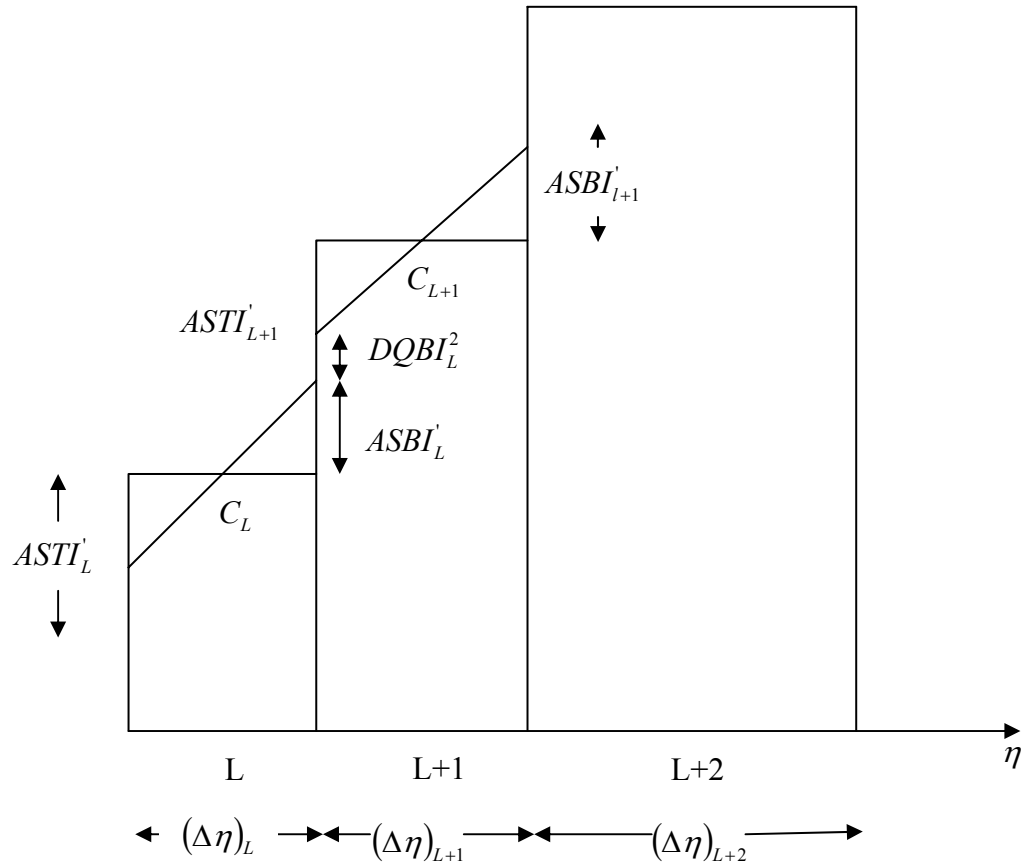


Figure 4.9 : Variation linéaire des quantités C à partir des valeurs au centre des couches.

On fait varier la valeur de C linéairement à partir de la valeur centrale comme schématisé dans la figure 4.9

Où :

$$ASBI'_L = WFA_L DQBL_L^1$$

$$ASTI'_L = WFB_L DQBL_L^1$$

Le segment, initialement horizontal au point C_L , devient incliné.

La valeur de C_L varie linéairement de la valeur $(C_L - ASBI_L^1)$ au bas de la couche L à la valeur $(C_L + ASBI_L^1)$ au sommet de la même couche. Un calcul analogue se fait pour la couche L+1.

On considère les deux cas suivants :

- $|ASBI_L^1| < |ASTI_L^1|$ (+ ou -)

Une nouvelle itération commence avec la détermination de $DQBI_L^2$ à $(C_{L+1} - ASBI_{L+1}^1) - (C_L - ASBI_L^1)$.

Le processus continue par la détermination des quantités $ASBI_L^2$ et $ASTI_L^2$. Finalement, on obtient la nouvelle valeur de C à l'interface, par le réajustement de la ligne du segment de C_L vers le nouveau point $C_L + ASBI_L^1 + ASBI_L^2$, la procédure est répétée trois fois.

- $|ASBI_L^N| < |ASTI_L^N|$

Après avoir déterminé la valeur de C à l'interface des couches, la variation de la valeur de la quantité C, due à l'advection verticale est calculée en coordonnée eta :

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t}\right)_{VADV} = -W \frac{\partial C}{\partial \eta} = -\frac{\partial}{\partial \eta}(WC) + C \frac{\partial W}{\partial \eta} \quad (4.50)$$

Le premier terme à droite, est approximé par les différences finies. La valeur de la concentration C à l'interface, au sommet de la couche L est notée QBI_L

$$\frac{\partial(WC)}{\partial \eta} = \frac{1}{\Delta \eta_L} \left\{ \begin{array}{l} -\frac{1}{2} [1 + \text{sign}(1, W_{L+1/2})] \left[QBI_L - \frac{2(QBI_L - C_L)}{\Delta \eta_L} \left(\frac{1}{2} W_{L+1/2} \Delta t_{adv} \right) \right] W_{L+1/2} \\ -\frac{1}{2} [1 - \text{sign}(1, W_{L+1/2})] \left[2C_{L+1} - QBI_{L+1} - \frac{2(QBI_{L+1} - C_{L+1})}{\Delta \eta_{L+1}} \left(\frac{1}{2} W_{L+1/2} \Delta t_{adv} \right) \right] W_{L+1/2} \\ +\frac{1}{2} [1 + \text{sign}(1, W_{L-1/2})] \left[QBI_{L-1} - \frac{2(QBI_{L-1} - C_{L-1})}{\Delta \eta_{L-1}} \left(\frac{1}{2} W_{L-1/2} \Delta t_{adv} \right) \right] W_{L-1/2} \\ +\frac{1}{2} [1 - \text{sign}(1, W_{L-1/2})] \left[2C_L - QBI_L - \frac{2(QBI_L - C_L)}{\Delta \eta_L} \left(\frac{1}{2} W_{L-1/2} \Delta t_{adv} \right) \right] W_{L-1/2} \end{array} \right\} \quad (4.51)$$

Où :

$$\text{sign}(1, x) = \frac{x}{|x|}$$

Le premier terme de l'équation (4.51) décrit le flux de la concentration C au sommet de la couche L . le terme sign de W doit être positif pour qu'il soit pris en considération. Si W est négative, sign rend le premier terme de l'équation (4.51) nul. Dans ce cas, le flux est calculé comme étant l'aire trapézoïdale ombrée de la Figure 4.10, égale au produit de sa base $W_{L+1/2} \Delta t_{adv}$ par la hauteur au milieu du trapèze. La pente du segment est égale à : $\frac{1}{2} W_{L+1/2} \Delta t_{adv}$. Donc la valeur de C au milieu de l'aire ombrée, est donnée par le deuxième terme entre crochets, de la première ligne de l'équation (4.51).

Si W est négative dans la couche $L+1/2$, alors le flux de concentration C est obtenu au sommet de la couche L , par le terme de la deuxième ligne de l'équation (4.51). Comme précédemment, la valeur de sign indique si la contribution de C est nulle ou non. Dans le cas où elle est différente de zéro, le terme entre crochets de la seconde ligne de l'équation (4.51) est la valeur de C au milieu de l'aire ombrée de la Figure 4.11 et le flux est donné par tous les termes de la ligne considérée.

Le flux en bas de la couche L , est calculé de la même manière par la troisième et la quatrième ligne.

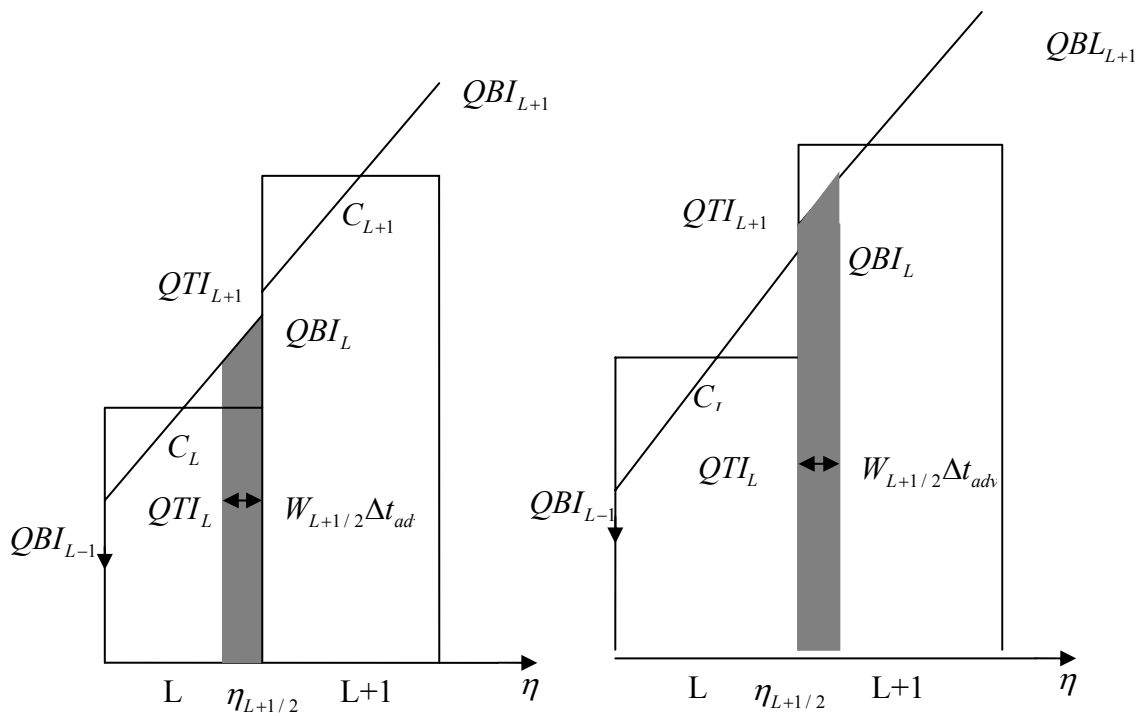


Figure 4.10 : Advection verticale de la concentration C dans le cas positif

Figure 4.11 : Advection verticale de la concentration C dans le cas négatif.

Le deuxième terme de l'équation d'advection est calculé comme suite :

$$C \frac{\partial W}{\partial \eta} = C_L \frac{W_{L+1/2} - W_{L-1/2}}{\Delta \eta_L} \quad (4.52)$$

4.8. Diffusion verticale

Le schéma de fermeture de la turbulence de Kolmogorov-Heisenberg est utilisé dans le modèle Eta, pour résoudre le problème de diffusion (JANJIC, 1990 ; JANJIC, 1994, JANJIC, 1996b). C'est coefficient d'échange suivant la verticale qui est utilisé dans le calcul de la diffusion verticale.

La contribution de la diffusion verticale de la concentration est donnée par :

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t} \right)_{\text{vdiff}} = - \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) \quad (4.53)$$

4.9. Diffusion latérale

Dans l'équation (4.1), le schéma de diffusion de second ordre est appliqué en utilisant le type de Smagorinsky [2]. Le coefficient de diffusion verticale est modifié par la présence du terme d'énergie cinétique turbulente (TKE) (JANJIC 1990) :

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t}\right)_{diff} = -\nabla(K_H \nabla C) \quad (4.54)$$

Avec :

$$K_H = Fd_{\min} \sqrt{2(\Delta_x u - \Delta_y v)^2 + 2(\Delta_x u + \Delta_y v)^2 + F'TKE} \quad (4.55)$$

F et F' : constantes empiriques,

d_{\min} : distance minimale de la grille,

Δ : opérateur différentiel entre deux valeurs voisines le long de l'axe des x ou des y.

4.10. Relation entre la concentration de sable et la visibilité

Sous forme de poussière en suspension dans l'atmosphère, les aérosols constituent une caractéristique importante du climat du Sahara. Pour une concentration suffisante, ils forment le phénomène de « brume sèche ». La brume sèche réduit considérablement la visibilité dans toutes les directions, en particulier la visibilité horizontale.

La visibilité, telle que chiffrée par les météorologistes dans leur message d'observation, est la distance horizontale maximale à laquelle l'observateur peut identifier un repère, dans la direction où l'observation est la moins bonne.

La relation utilisée pour l'élaboration de la correspondance entre concentration de sable et visibilité est la suivante :

$$C(\mu g / m^3) = K / V^{1.05} (km) \quad (J. BERTRAND 1986) [3]$$

V : visibilité en km et $K = 1356$ (constante empirique).

Cette relation est basée sur l'observation, la valeur de K dépend essentiellement de la distribution granulométrique de l'aérosol. Elle varie peu lorsqu'on se trouve loin de la zone

source et permet une évaluation de la masse minimale de poussière en suspension dans l'atmosphère à une date déterminée.

Tableau 4.9 : Table de correspondance entre la concentration de sable et la visibilité
(B. HAMADACHE et al., 2001)

Concentration ($\mu\text{g} / \text{m}^3$)	Visibilité
< 200	> 6 km
200 / 400	4 à 6 km
400 / 600	3 à 4 km
600 / 800	2 à 3 km
800 / 1000	1 à 2 km
1000 / 1200	0.5 à 1 km
> 1200	< 0.5 km

4.11. Structure du sous-programme DP_DUST

Le sous-programme utilisé dans le modèle ETA pour le calcul de la concentration, du dépôt etc ...de sable, dans le modèle ETA est : DP_DUST. Son code est écrit en Fortran 77 et il est intégré facilement dans le code principal du modèle ETA.

La preprocessing tels que : les sources potentielles de sable, la distribution et la taille des particules de sable, l'influence de l'humidité du sol, l'effet du couvert végétal, est réalisé grâce aux sous-programmes suivants : d_start et ConstOCT_dustsoil.

Le calcul des flux de surface, de l'advection horizontale, de l'advection verticale, de la diffusion latérale, de la diffusion verticale, des dépôts sec et humide, est réalisé par la routine DP_DUST.

Afin de prendre en considération l'historique de l'état de l'atmosphère et pour assurer la continuité dans l'évolution, le modèle garde en mémoire la prévision à 12 ou 24 heures d'échéance afin de l'utiliser au prochain lancement.

L'organigramme du sous-programme DP_DUST est donné dans l'appendice C.

CHAPITRE 5

ACTIONS ENTREPRISES ET RESULTATS

5.1. Objectifs de ce travail

L'objectif premier de ce travail a été d'évaluer le modèle ETA et plus précisément le module concernant l'intégration, comme substance passive, de la concentration de sable. Le deuxième consistait en l'amélioration, dans la mesure du possible, de la prévision de la concentration de sable, en apportant les modifications nécessaires, dans certaines routines du module « sable ». Pour ce faire, il a fallu dans un premier temps, passer en revue toutes les routines intervenant dans la modélisation du sable. Après leur identification individuelle, la comparaison de ces routines avec celles du modèle de NICKOVIC a été réalisée. Ce travail préliminaire a permis de construire un organigramme décrivant la modélisation du sable par le modèle ETA et aussi de mettre en évidence les nouveautés introduites dans le modèle de NICKOVIC.

La seconde partie de ce travail, a été consacrée à la description détaillée des équations de base utilisées dans la modélisation du sable, en mettant en relief les hypothèses émises dans les différentes phases.

La troisième partie de ce travail a été consacrée aux simulations, en modifiant certains paramètres du modèle, tels que: le « mask », la vitesse de frottement, les fractions des concentration partielles des différentes particules et l'estimation du flux de surface. Tous ces paramètres ont été ajustés de façon à mieux prendre en considération la prévision de la concentration de sable et donc améliorer la prévision de la visibilité.

Pour valider le modèle, des simulations ont été réalisées avec le modèle original et le modèle modifié, en utilisant la situation météorologique des 20, 21 et 22 février 2004, puis les résultats des simulations ont été comparés aux observations.

5.2. Modifications apportées au modèle opérationnel

Après l'analyse des résultats du modèle original et après leur comparaison à l'observation, plusieurs simulations ont été faites en apportant quelques modifications au modèle original. Dans le soucis d'améliorer la prévision de la concentration de sable et donc de la visibilité, les résultats de ces différentes simulations ont permis d'adopter les modifications suivantes :

a) Le « mask »

Le modèle opérationnel (original) utilise un «mask» égal à 1 dans tout le domaine d'intégration, ce qui veut dire que ce dernier considère que toute la zone de productivité du sable est aride. Or, la zone s'étendant du nord de l'atlas Saharien jusqu'à l'atlas Tellien, n'est pas une zone aride. C'est la raison pour laquelle, comme suggéré par plusieurs auteurs, la première modification consistait à utiliser un mask égal à 1 pour les zones arides et un mask égal à 0.5 pour les zones semi-arides. La séparation des ces deux zones permet de prendre en considération les effets induits par les précipitations sur les régions semi-arides, en particulier l'augmentation de l'humidité du sol et la croissance de la végétation, qui joue un grand rôle dans la fixation des sols, par la modification de la rugosité de surface et l'augmentation des seuils d'érosion.

La valeur utilisée par le modèle opérationnel dans la routine `d_start` est : $M=1$ (toutes zones), alors que les valeurs utilisées après modification sont : $M=1$ (zones arides) et $M=0.5$ (zones semi-arides).

b) Seuil de la vitesse d'érosion

Dans le modèle opérationnel, on suppose que l'érosion commence à partir d'une vitesse seuil égale à 0.15 m/s. Les travaux de NICKOVIC basés sur plusieurs simulations, en utilisant la relation (4.14), ont montré que l'érosion du sol commence à une vitesse seuil supérieure à celle utilisée par le modèle opérationnel de l'ONM. La figure 5.1 ci-dessous, montre bien la dépendance qui existe entre la vitesse de frottement et le flux de surface exprimé en $\text{kg/m}^2/\text{s}$, donnant ainsi la quantité de sable injectée dans l'atmosphère durant un certain temps. La figure ci-dessous montre également, qu'au dessous de la valeur seuil de 0.3 m/s pour la vitesse de frottement, les flux de surface sont relativement faibles, ce qui permet d'avancer que cette valeur est la plus appropriée. C'est pourquoi elle a été adoptée comme deuxième modification à apporter au modèle opérationnel.

La valeur (vitesse seuil de frottement) utilisée par le modèle opérationnel dans la routine DP_Dust est : 0.15 m/s, alors que celle utilisée par le modèle après modification est : 0.30 m/s

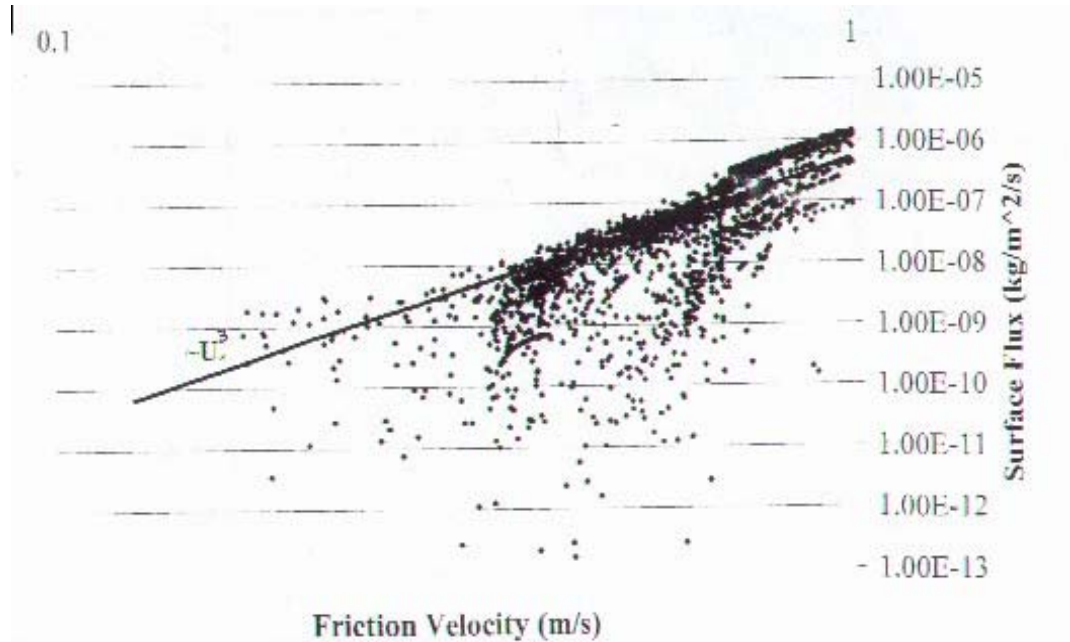


Figure 5.1 : Flux de surface, en fonction de la vitesse de frottements

c) Flux de surface

Dans l'estimation du flux de surface, le modèle opérationnel utilise une relation différente de celle suggérée par NICKOVIC (2002) dans son modèle. La relation adoptée par NOCKOVIC est celle de SCHAO (4.7). Les différentes simulations qui ont été réalisées montrent que cette dernière est celle qui donne de meilleurs résultats et c'est pourquoi elle a été adoptée comme troisième modification à apporter au modèle opérationnel.

La relation utilisée par le modèle opérationnel dans la routine DP_Dust est :

$$F_s = const.u_*^3 \left(1 - 2 \left(\frac{u_{*t}}{u_*} \right) \right) \text{ Pour } u_* \geq u_{*t}$$

Alors que celle utilisée par le modèle après modification est :

$$F_s = const.u_*^3 \left(1 - \left(\frac{u_{*t}}{u_*} \right)^2 \right) \text{ Pour } u_* \geq u_{*t}$$

d) Concentration de sable

Afin de mieux évaluer la concentration totale de sable (somme des concentrations partielles), des simulations ont été réalisées avec sorties, des concentrations partielles de chaque paramètre, intervenant dans la concentration totale (argile, alluvion de petit calibre, alluvion de gros calibre et poussière). Ceci a permis de réévaluer la contribution partielle de chaque paramètre intervenant dans la concentration totale de sable.

La relation utilisée par le modèle opérationnel est :

$$Scon = 0.5*scon1 + 0.16*scon2 + 0.16*scon3 + scon4$$

Alors que celle utilisée par le modèle après réévaluation est :

$$Scon = 0.6*scon1 + 0.16*scon2 + 0.01*scon3 + scon4$$

Telles sont les quatre modifications apportées au module « sable » du modèle original.

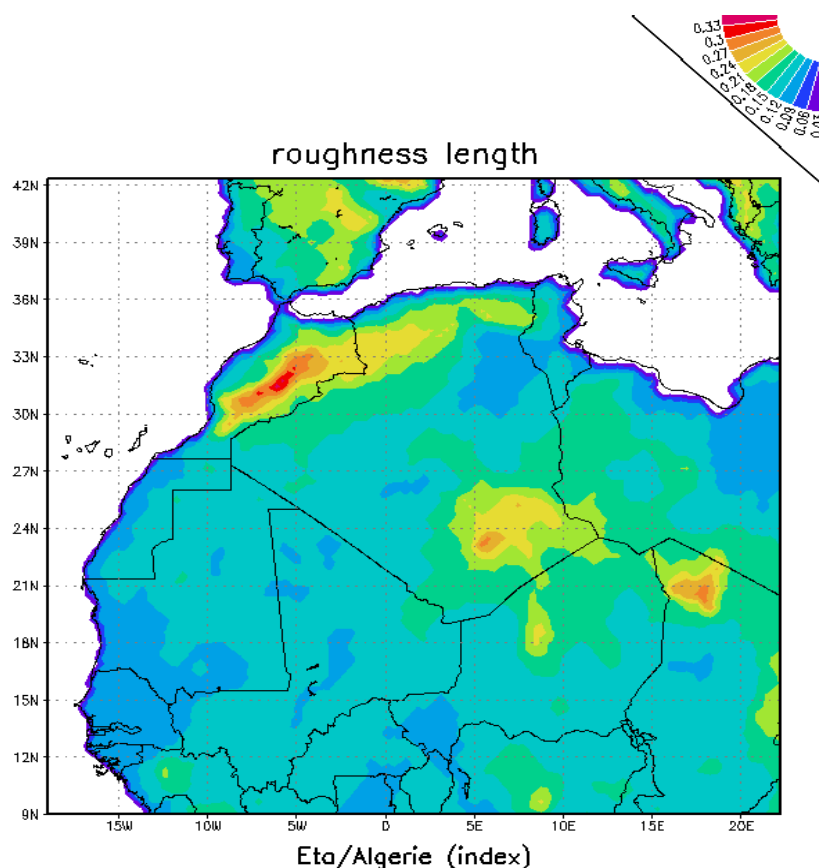
Les résultats exposés ci-dessous sont associés à la situation météorologique des 20, 21 et 22 février 2004, qui a touché plusieurs régions du pays. Cette tempête de sable accompagnée de vents violents avec des pointes de vent de 120km/h dans la nuit de vendredi (20 février) à samedi (21 février), a été à l'origine de dégâts matériels importants. Aussi, plusieurs vols ont été annulés pour cause de mauvaise visibilité. La presse nationale a rapporté que les vols suivants : Alger-Batna, Alger-Tindouf et Alger-Béchar ainsi que Batna-Marseille ont été tous annulés. Un avion de la compagnie nationale Air Algérie en provenance de Djeddah (Arabie Saoudite) avec à son bord un groupe de pèlerins de la wilaya de Laghouat a été contraint d'atterrir à l'aéroport de Annaba.

En outre, des températures très élevées par rapport à la normale saisonnière ont été enregistrées à travers plusieurs régions du pays. La température maximale enregistrée à Alger était de Alger, soit 8 degrés de plus, comparée à la normale du mois de février qui est de 18 degrés.

5.3. Choix du domaine :

Le domaine d'intégration du modèle s'étend de la longitude 18° Ouest à 23° Est et de la latitude 9° Nord à 43° Nord. Cette grille permet de couvrir tout le territoire national et la majorité des sources potentielles de sable. La distance de maille suivant l'horizontale est de 36 km. Suivant la verticale, 24 niveaux sont utilisés par le modèle. Les sorties du modèle sont faites toutes les 3 heures, jusqu'à échéance de 36 heures seulement, car à partir de cette échéance, le modèle commence à s'écarter un peu trop de l'état de référence.

La figure 5.2, ci-dessous illustre la longueur de rugosité utilisée par le modèle ETA, actuellement utilisé en opérationnel à l'ONM, dans le domaine d'intégration. Sur le continent, cette dernière varie 0.03 mètres sur les plaines, à 0.33 mètres sur les régions montagneuses.



GRADS: COLA/IGES

2004-10-31-10:08

Figure 5.2 : Longueur de rugosité utilisée par le modèle ETA

5.4. Analyse synoptique de la situation des 20, 21 et 22 février 2004

La situation météorologique du 20, 21 et 22 février 2004, est caractérisée en altitude par un minimum centré sur le nord de l'Espagne, se prolongeant par un thalweg sur les Canaries puis le Maroc, générant ainsi un flux de sud-ouest perturbé s'étendant du nord de la Mauritanie à la Méditerranée occidentale, en passant par les côtes ouest et centre du pays. Associée au minimum d'altitude, on retrouve en surface une dépression relativement creuse (992 hPa), centrée sur les îles Canaries, générant un flux de sud-ouest assez fort sur le Maroc et le Sud-ouest Algérie. La baisse généralisée de la pression atmosphérique, a engendré un gradient de pression relativement important sur toute la région s'étendant du Sahara Occidental au centre Algérie, durant les journées des 20, 21 et 22 février 2004. Ce qui a généré des vents relativement forts, sur toute ces régions et l'advection de sable du nord de la Mauritanie où l'on retrouve une source potentielle, jusqu'aux Baléares, en passant par le sud Maroc, le sud-ouest Algérie et les régions côtières de l'Ouest puis du centre et de l'Est.

Les lignes de flux à 850 hPa, montrent le flux de sud-ouest soutenu qui s'étend du nord de la Mauritanie aux côtes Algérienne. Aussi, il y a lieu de relever l'extension du sable du sud-ouest vers les côtes entre le 20 à 18tu et le 22 à 00tu, comme le montre les figures 5.3, 5.4 et 5.5.

Cette situation a été à l'origine de perturbations diverses, telles que l'annulation de certains vols de la compagnie nationale Air Algérie, la détérioration de toitures de maisons, de paraboles, l'hospitalisation de personnes souffrant de difficultés respiratoires.... Heureusement, durant cette période nous n'avons pas eu à déplorer de décès dus aux vols de toitures, ou de chutes de vieux murs, mais seulement quelques blessés légers notamment dans la wilaya de Tizi-Ouzou.

Dans ce qui suit, seules les cartes de géopotential et de température (Z+T) ainsi que celles des lignes de flux à la 850 hPa et celles de la concentration de sable en surface, seront insérées et commentées.

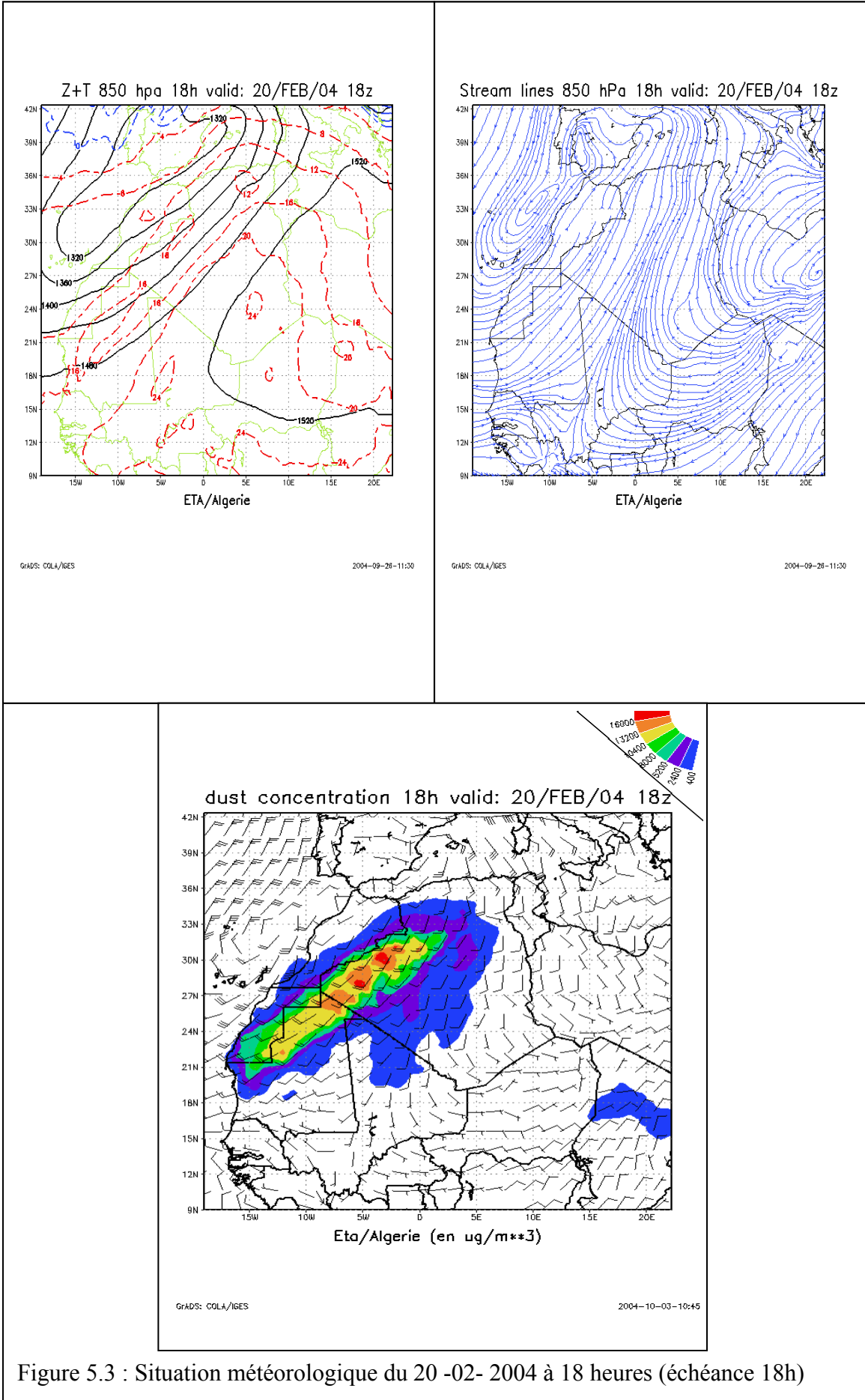


Figure 5.3 : Situation météorologique du 20 -02- 2004 à 18 heures (échéance 18h)

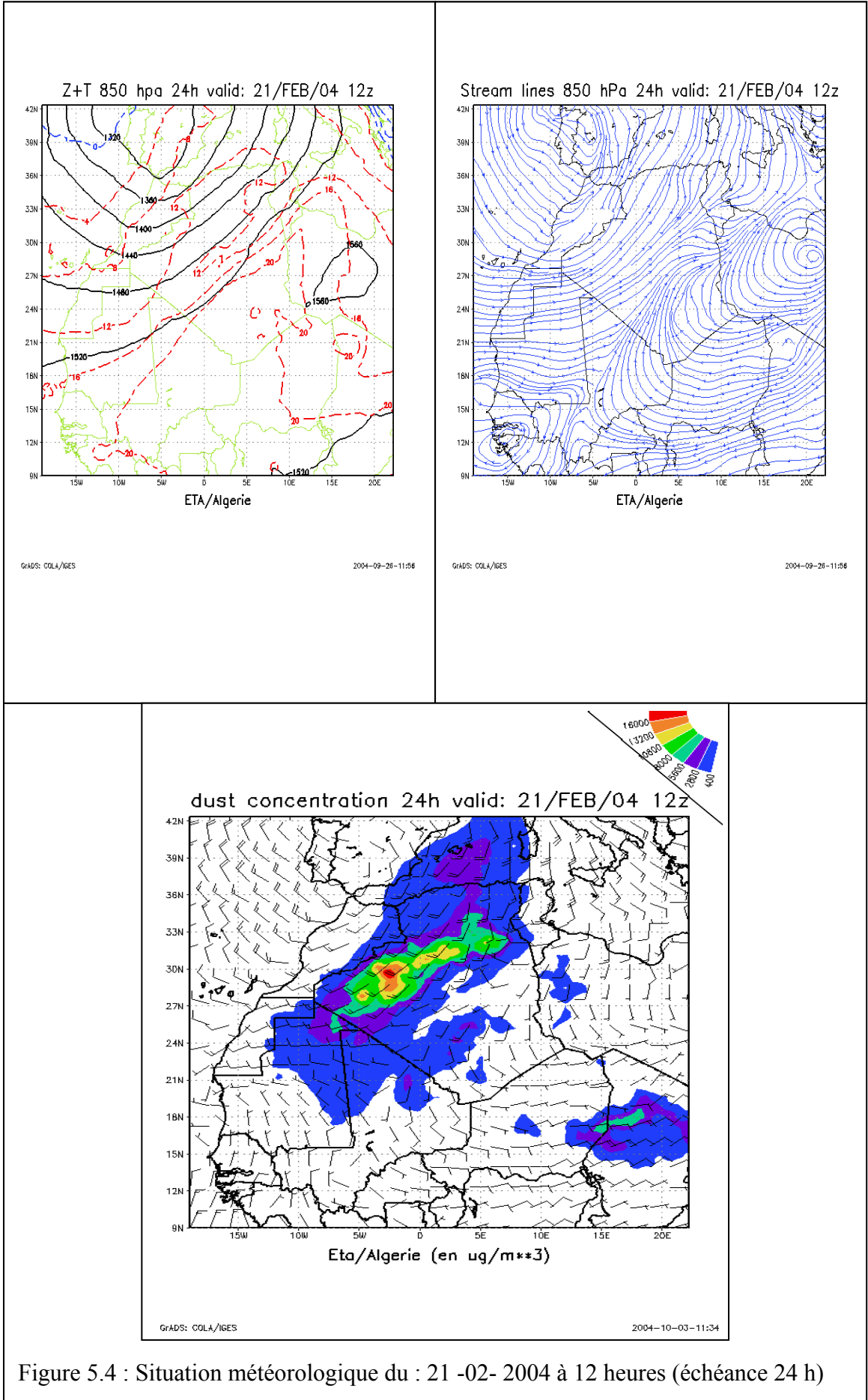


Figure 5.4 : Situation météorologique du : 21 -02- 2004 à 12 heures (échéance 24 h)

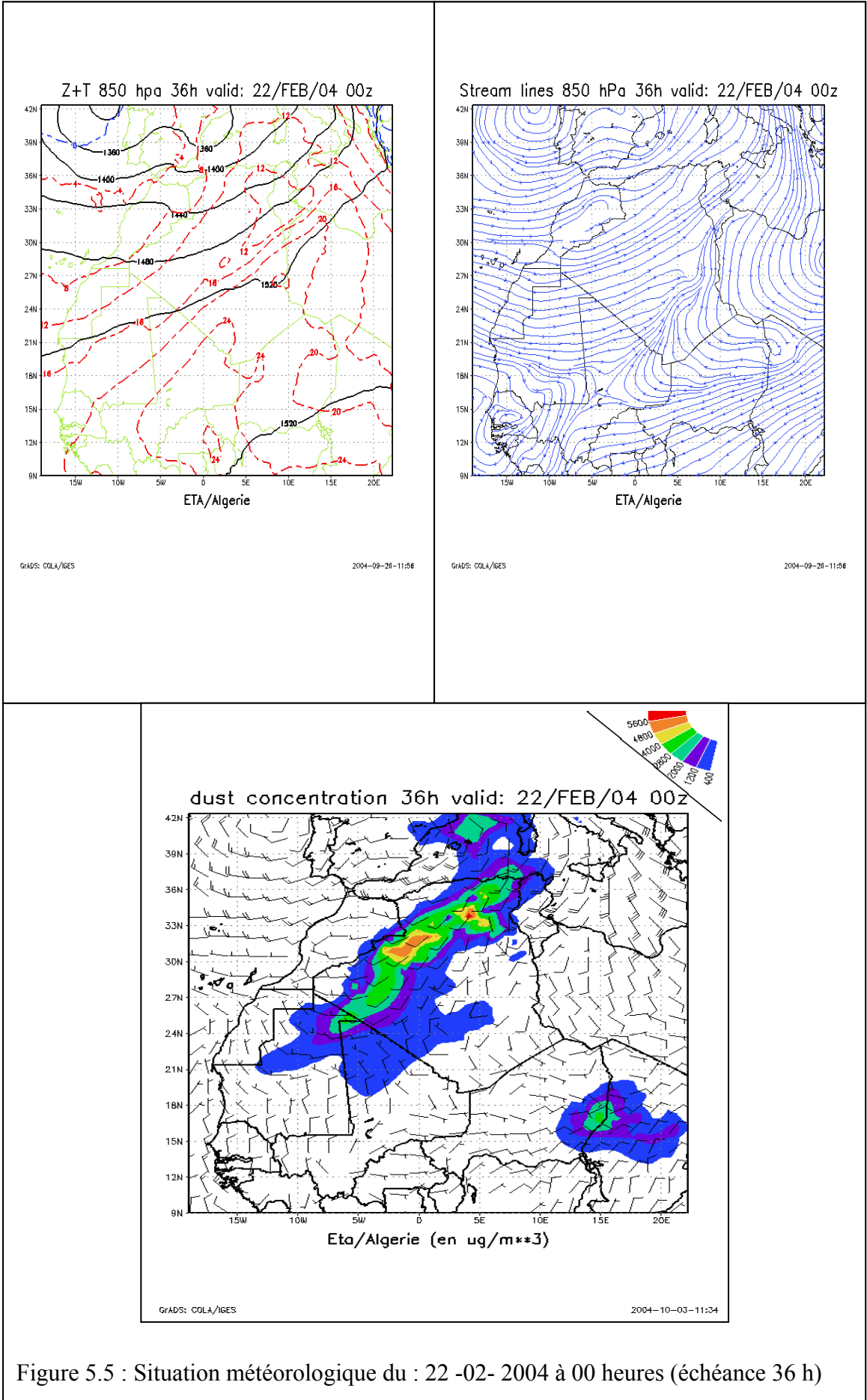


Figure 5.5 : Situation météorologique du : 22 -02- 2004 à 00 heures (échéance 36 h)

5.5. Analyse des iso-visibilités :

Dans cette partie, les concentrations de sable prévues jusqu'à échéance de 36 heures, ont été converties en visibilité, en utilisant la relation établie par BERTRAND (1986). Ces dernières sont ensuite comparées à celles observées aux différentes stations météorologiques implantées sur le territoire national.

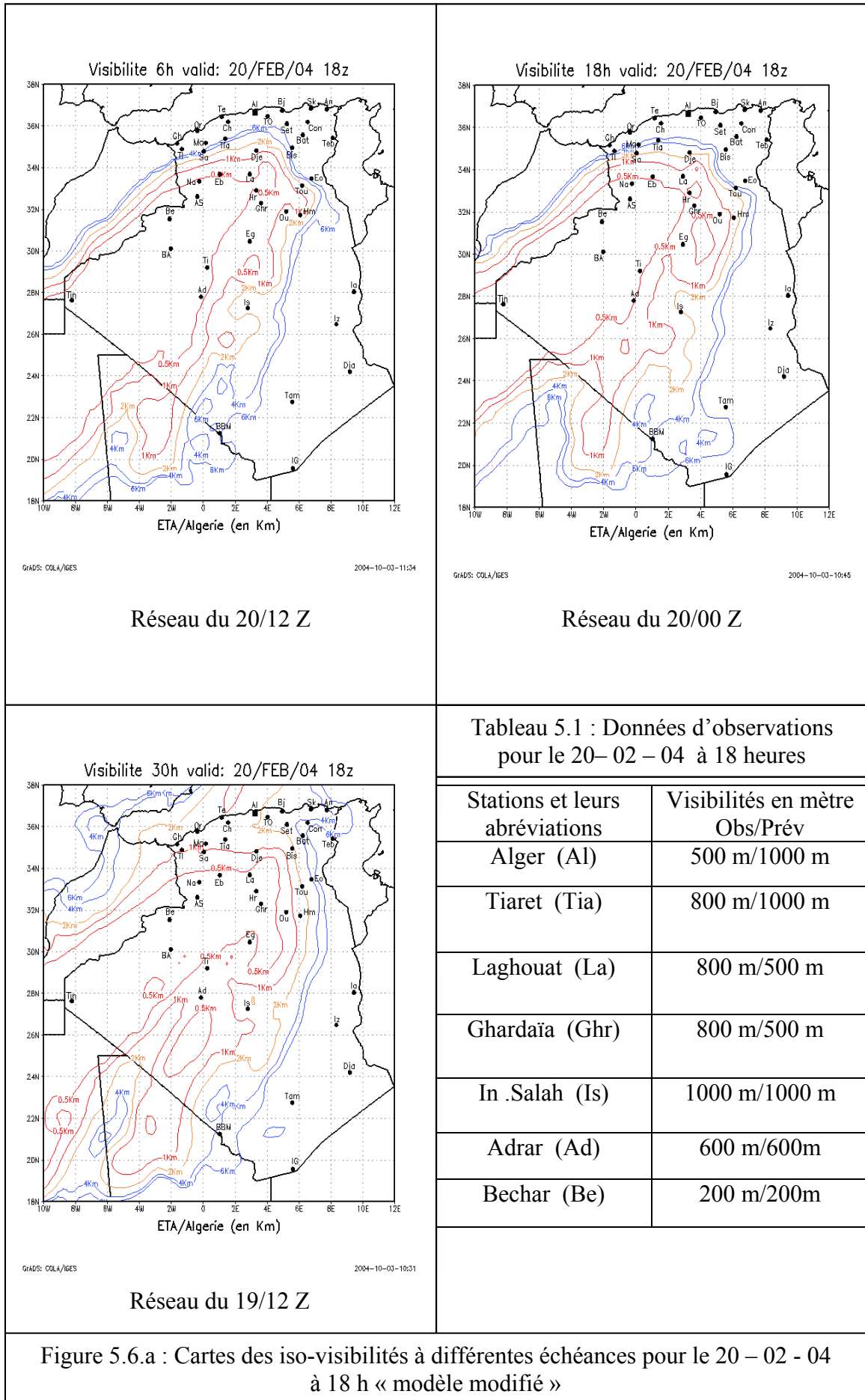
Les visibilités observées sont données sous forme d'un tableau tandis celles prévues sous forme de cartes d'iso-visibilité, en ayant pris le soin d'indiquer sur ces cartes la position des différentes stations pour faciliter l'interprétation.

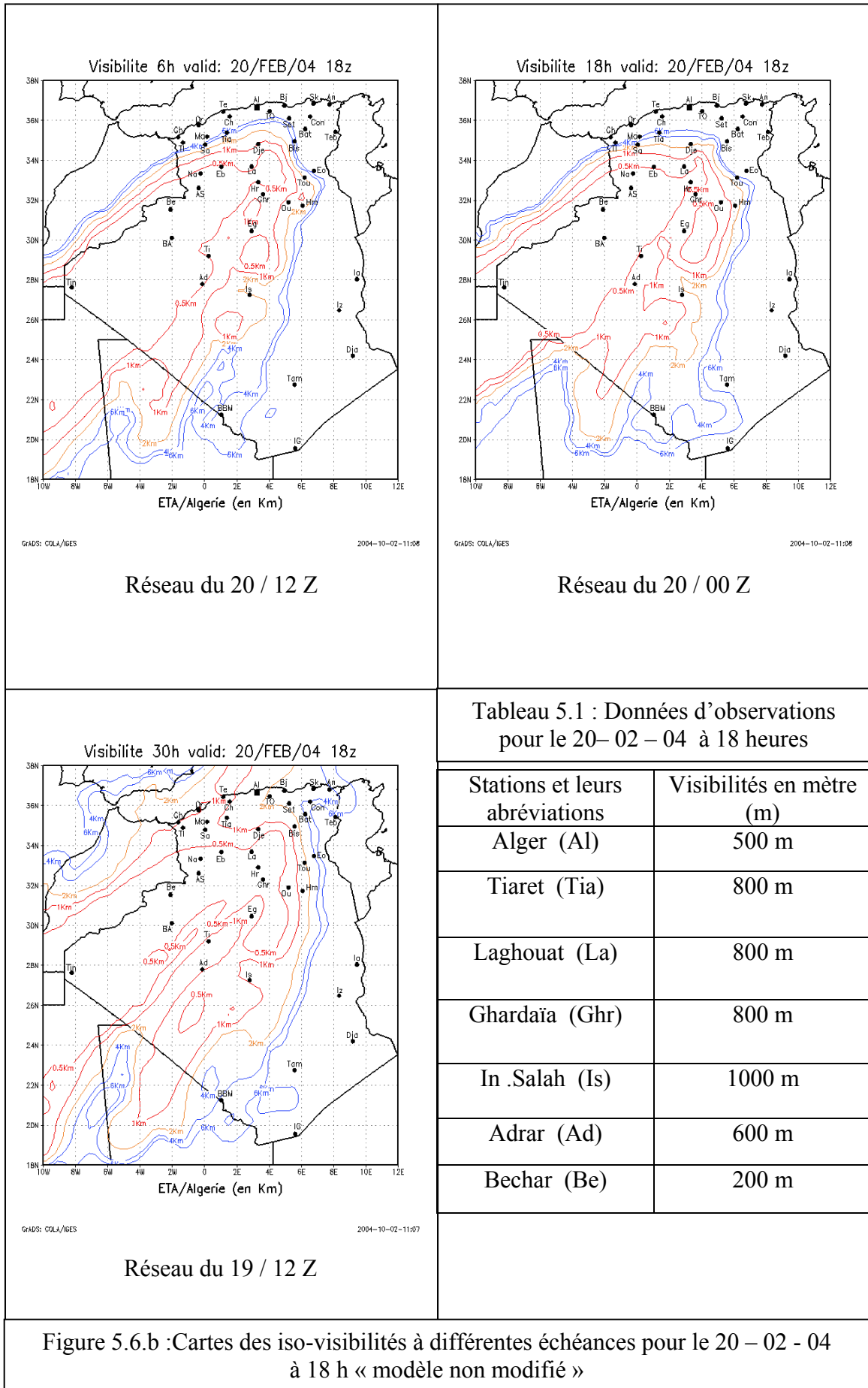
Les sorties d'iso-visibilités sont cotées comme suite : 0.5 km, 1 km, 2 km, 4 km, 6 km, (au delà de 6 km les visibilités n'ont pas été prises en considération).

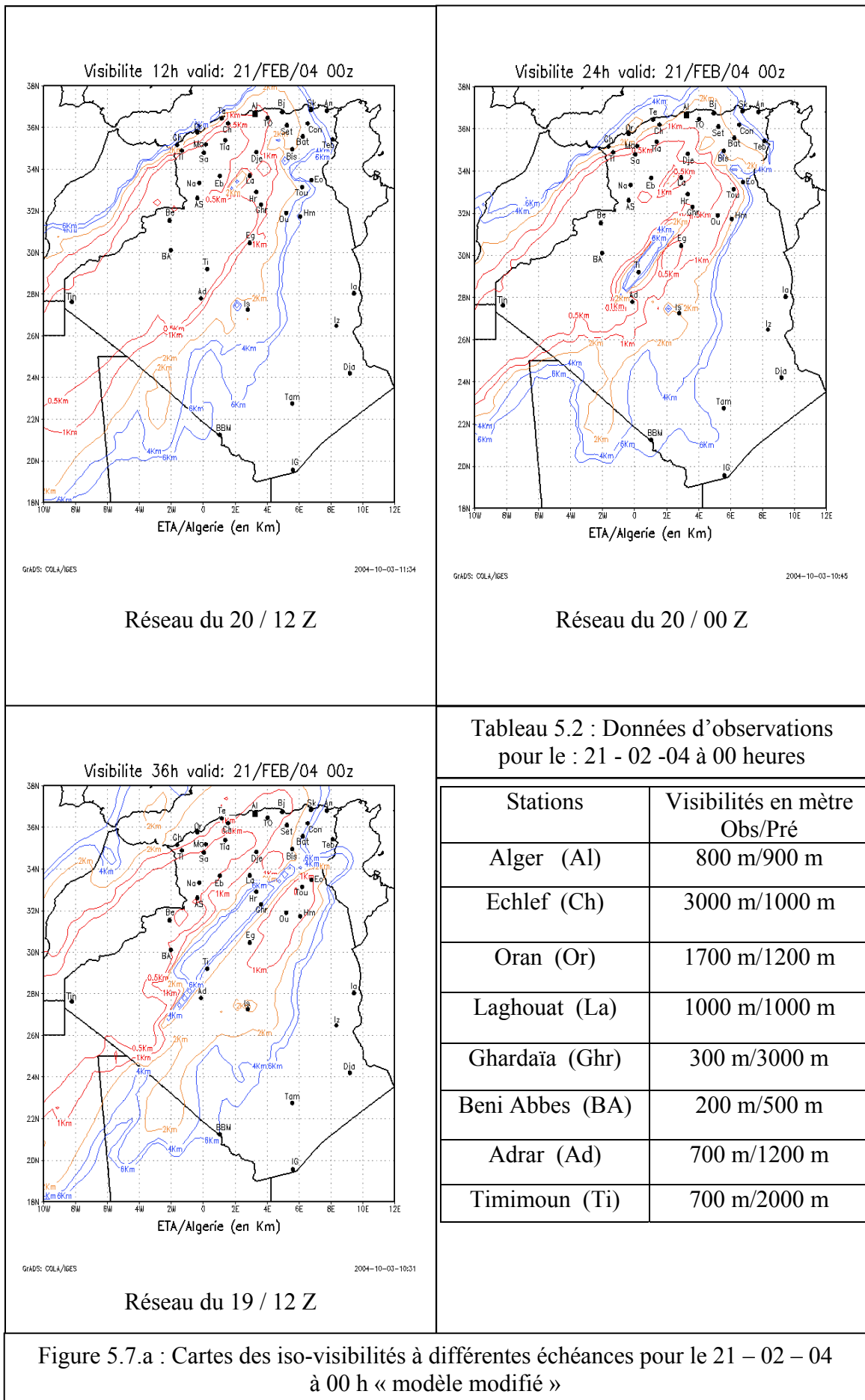
La figure 5.6.a montre les résultats du modèle modifié à échéance de 06, 18 et 30 heures, alors que la figure 5.6.b montre les résultats aux mêmes échéances, mais du modèle non modifié. La première remarque qu'il y a lieu de faire, est que l'échéance qui se rapproche le plus de l'observation est celle de 30 heures. La deuxième est que les résultats du modèle modifié sont meilleurs, ce qui justifie les modifications apportées au module « sable ».

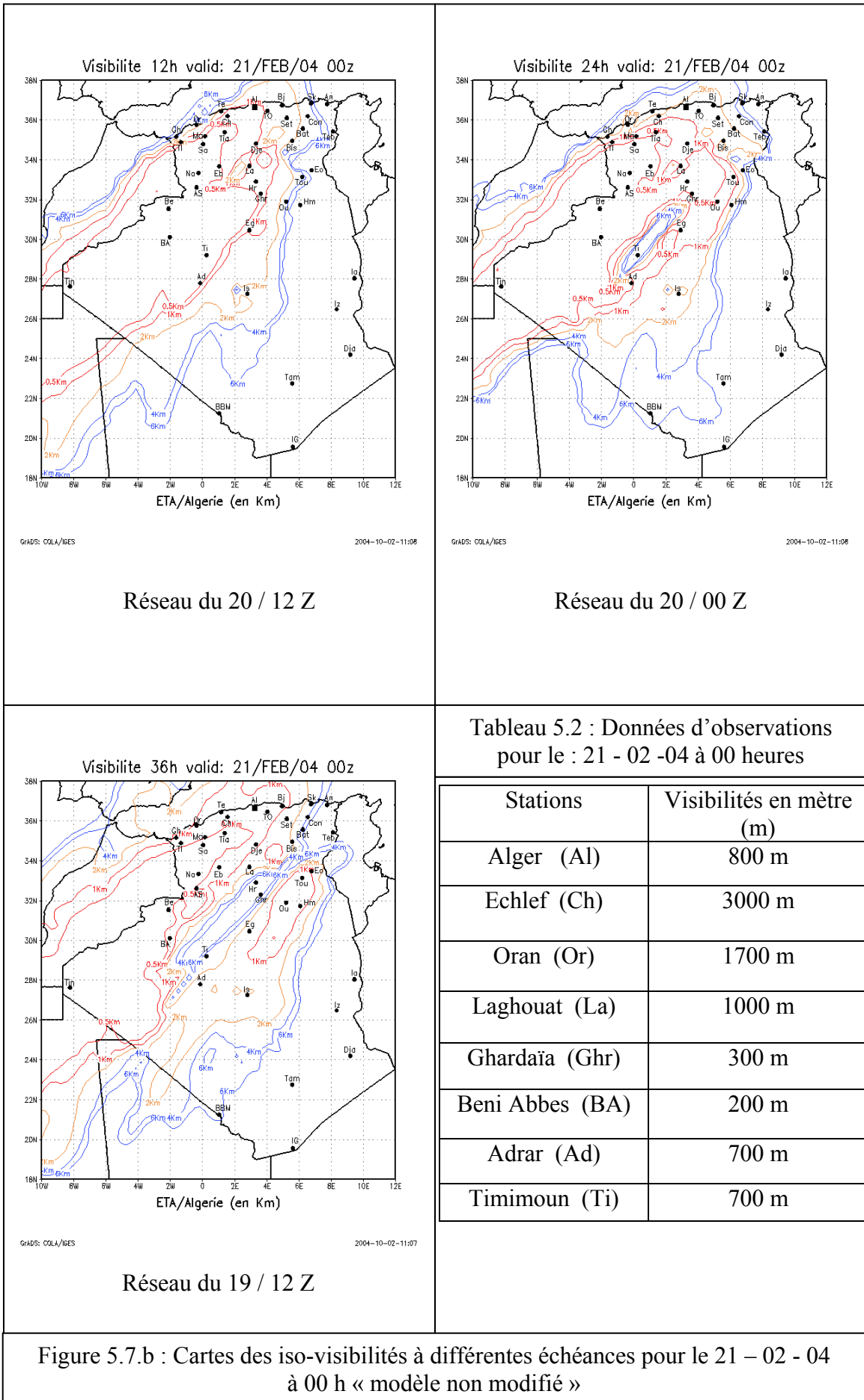
En ce qui concerne la première remarque, il est fort probable qu'elle soit due au fait que le modèle met un peu trop de temps pour se stabiliser « spin up », c'est pourquoi il serait plus judicieux de faire démarrer le modèle avec la prévision à 24 heures plutôt que celle à 12 heures, comme c'est le cas actuellement.

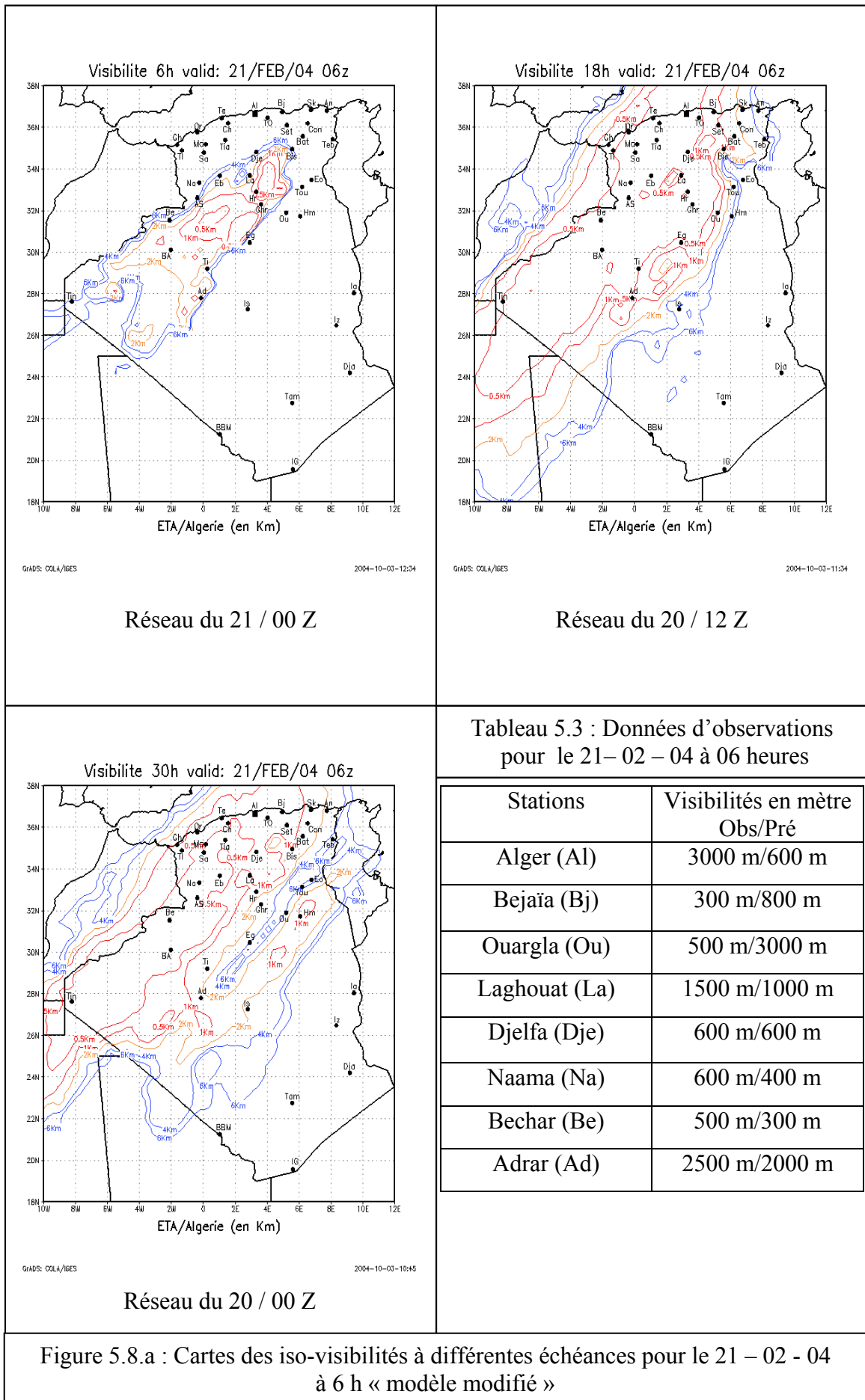
En général comme le montre les figures insérées dans ce document (5.x.a), les visibilités prévues à 30 heures d'échéance, par le modèle modifié, sont très proches de celles observées. Cependant, en ce qui concerne le modèle non modifié (fig. 5.x.b), l'analyse des cartes d'iso-visibilité montre que les visibilités prévues par ce modèle, sont légèrement différentes de celles prévues par le modèle modifié. Cette remarque est valable pour tous les réseaux analysés et insérés ci-dessous.

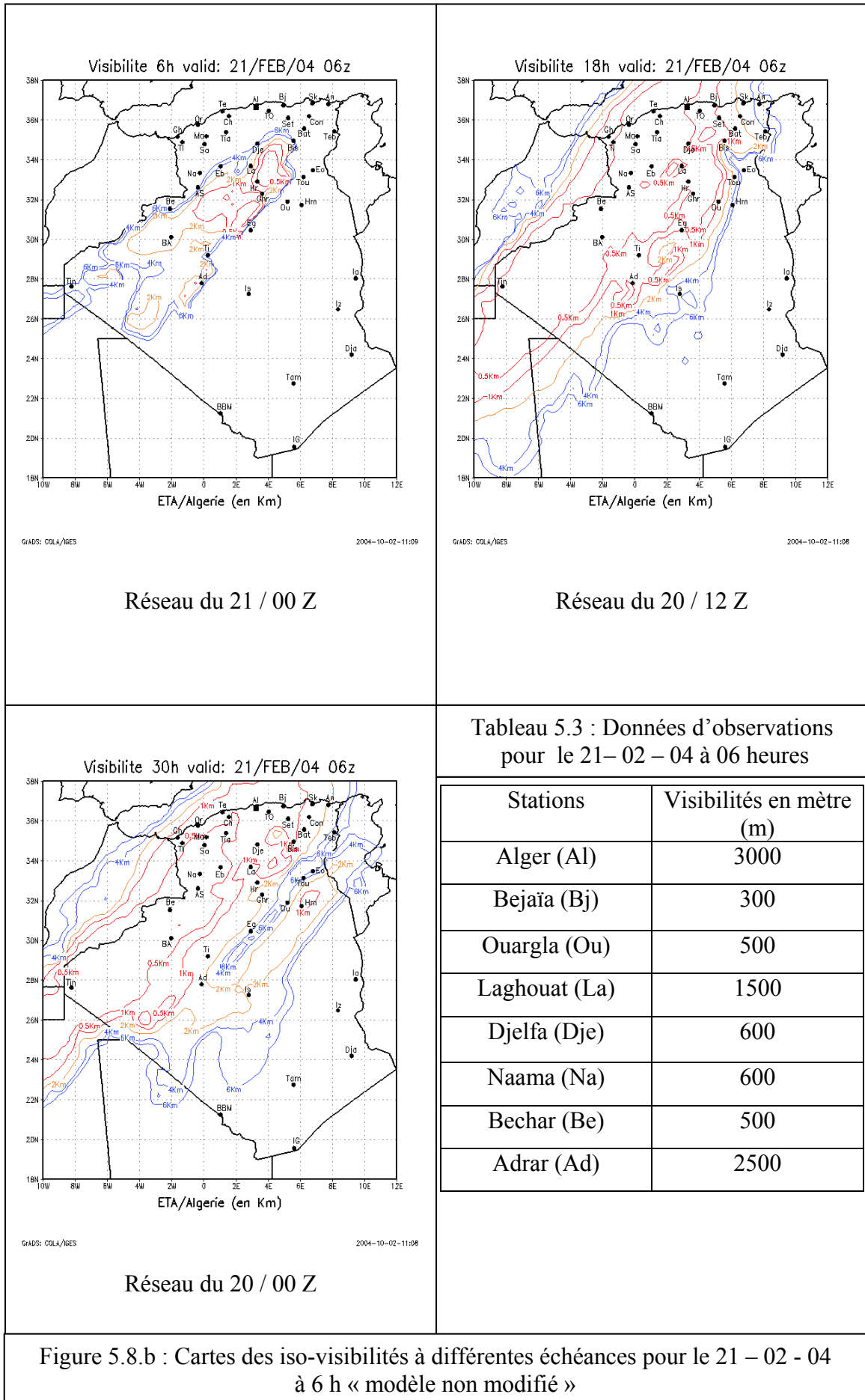


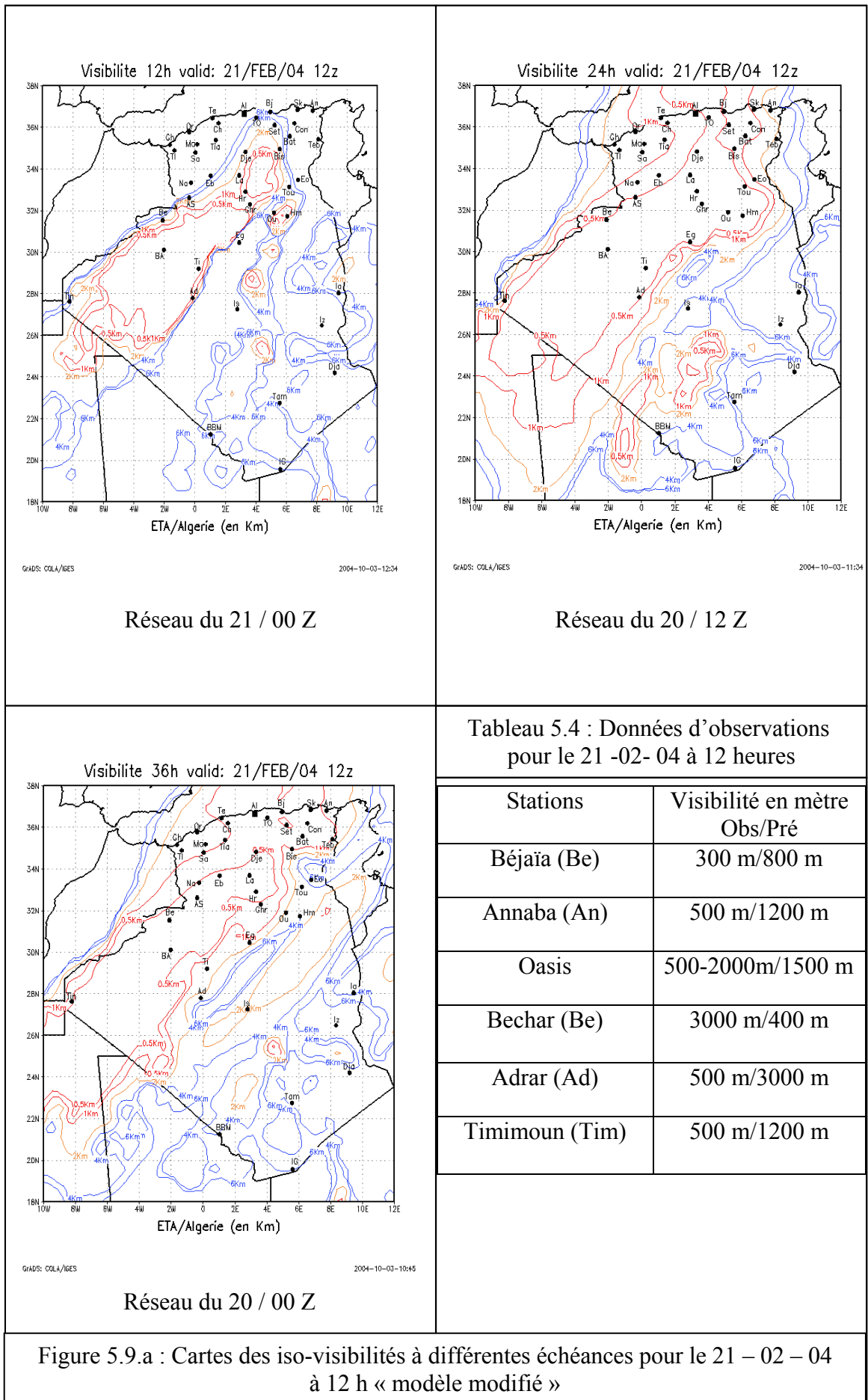


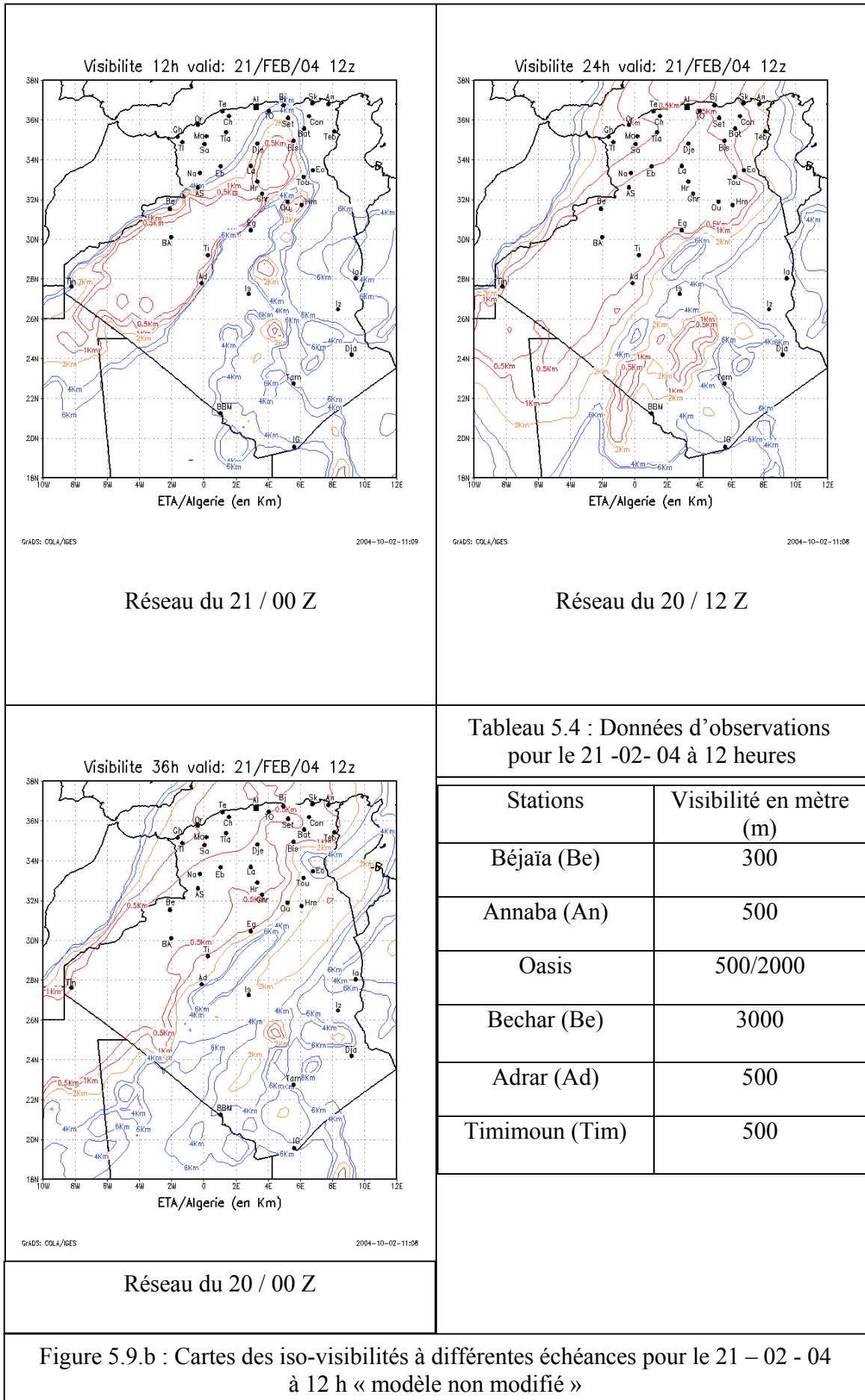


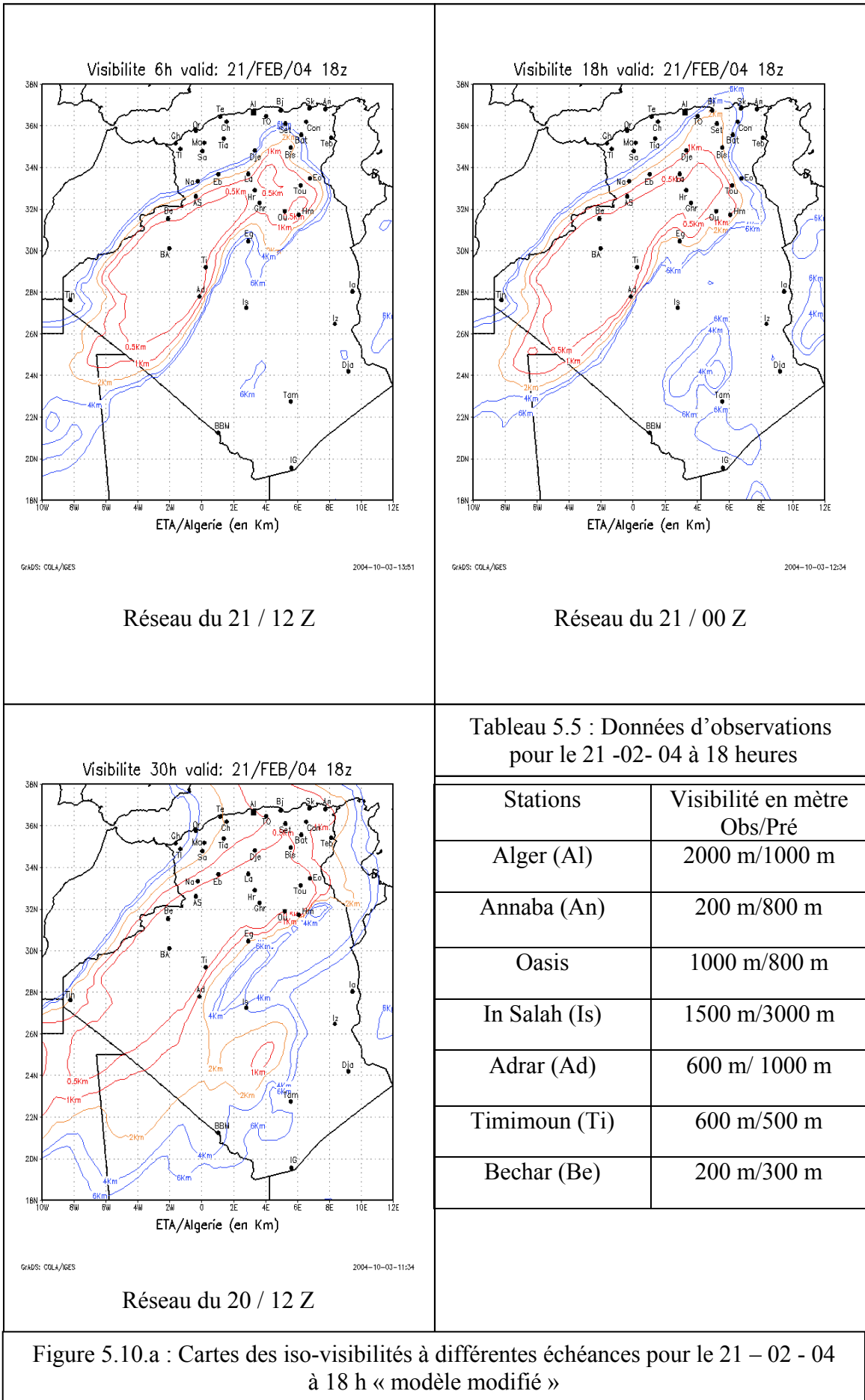


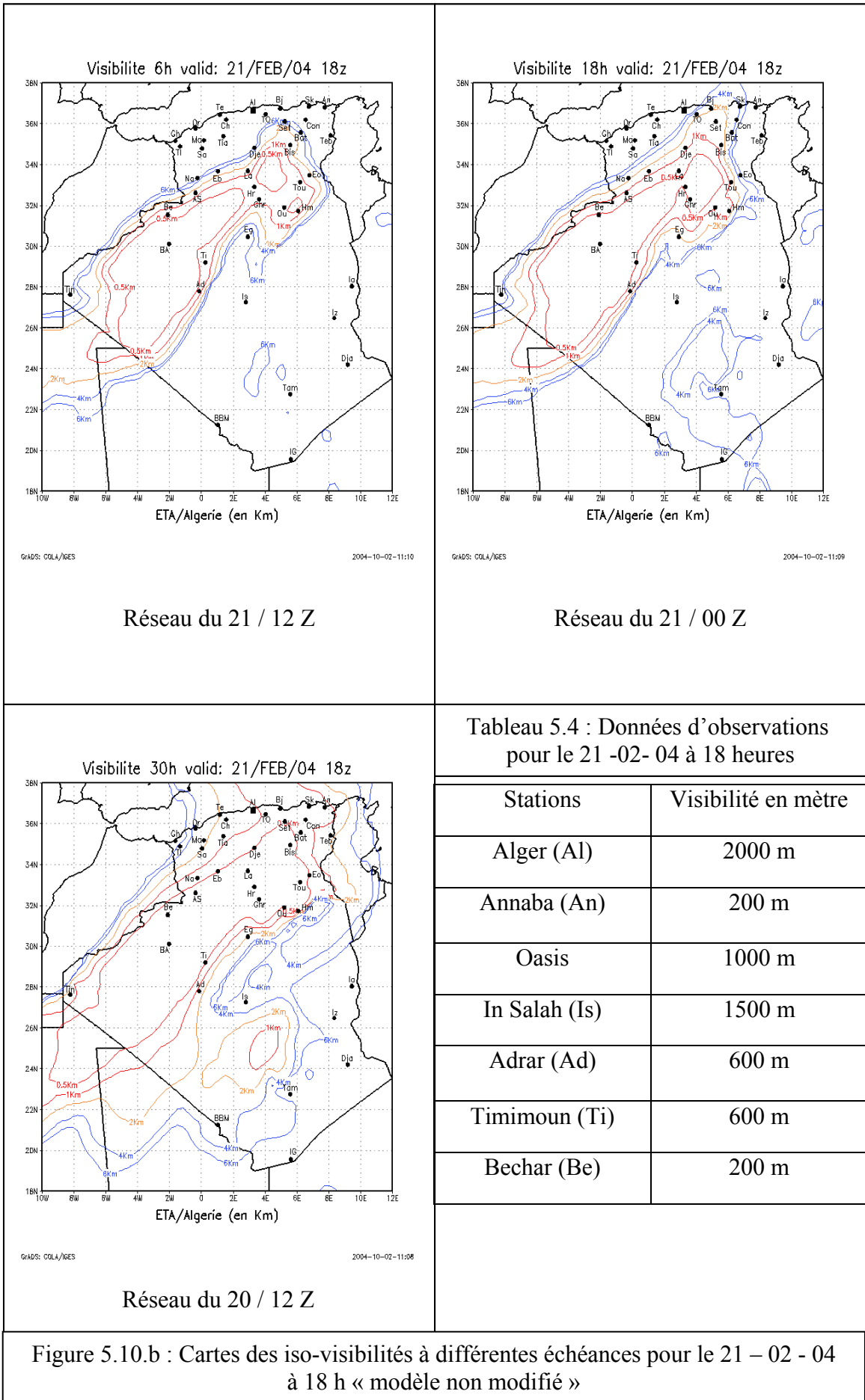


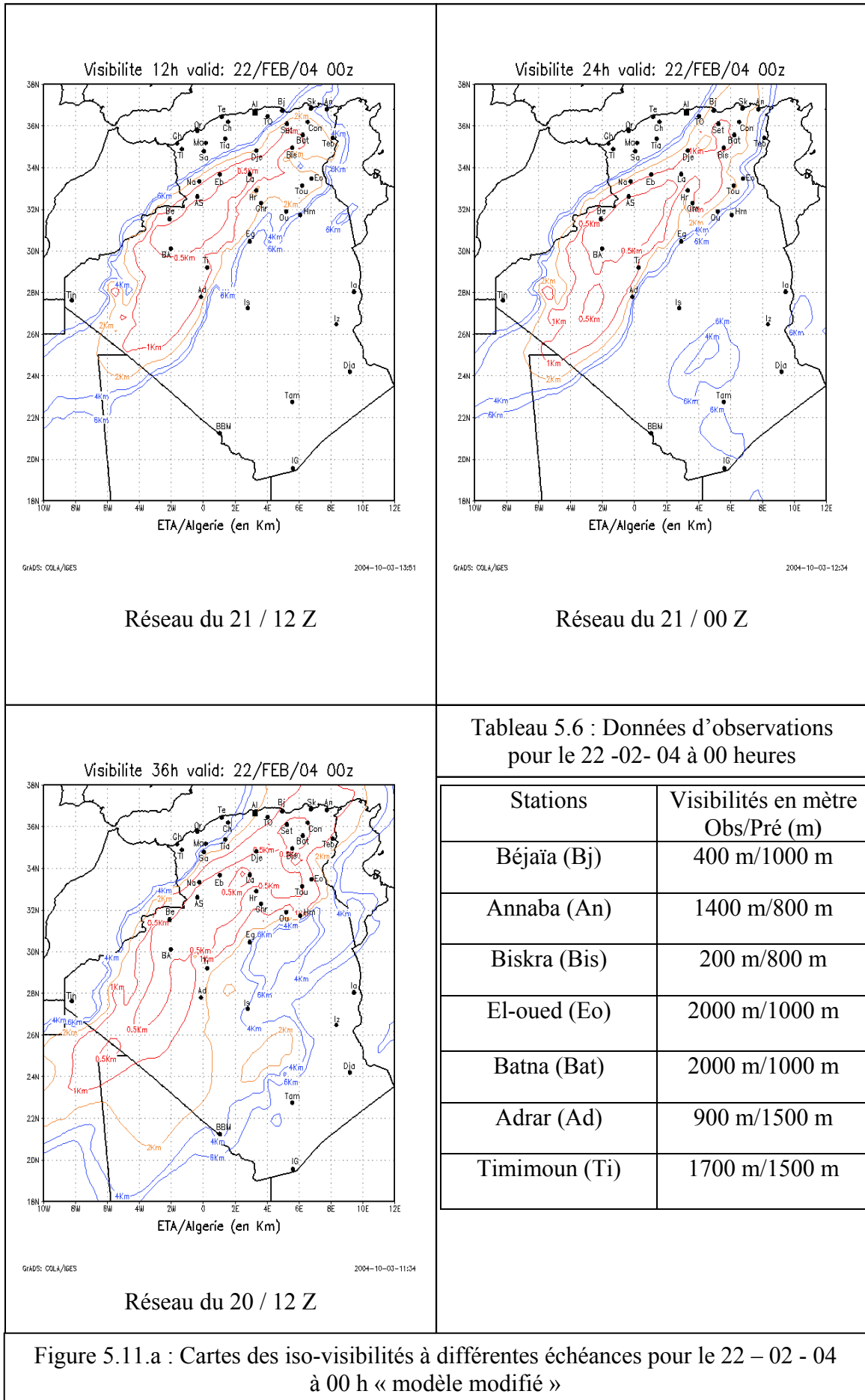


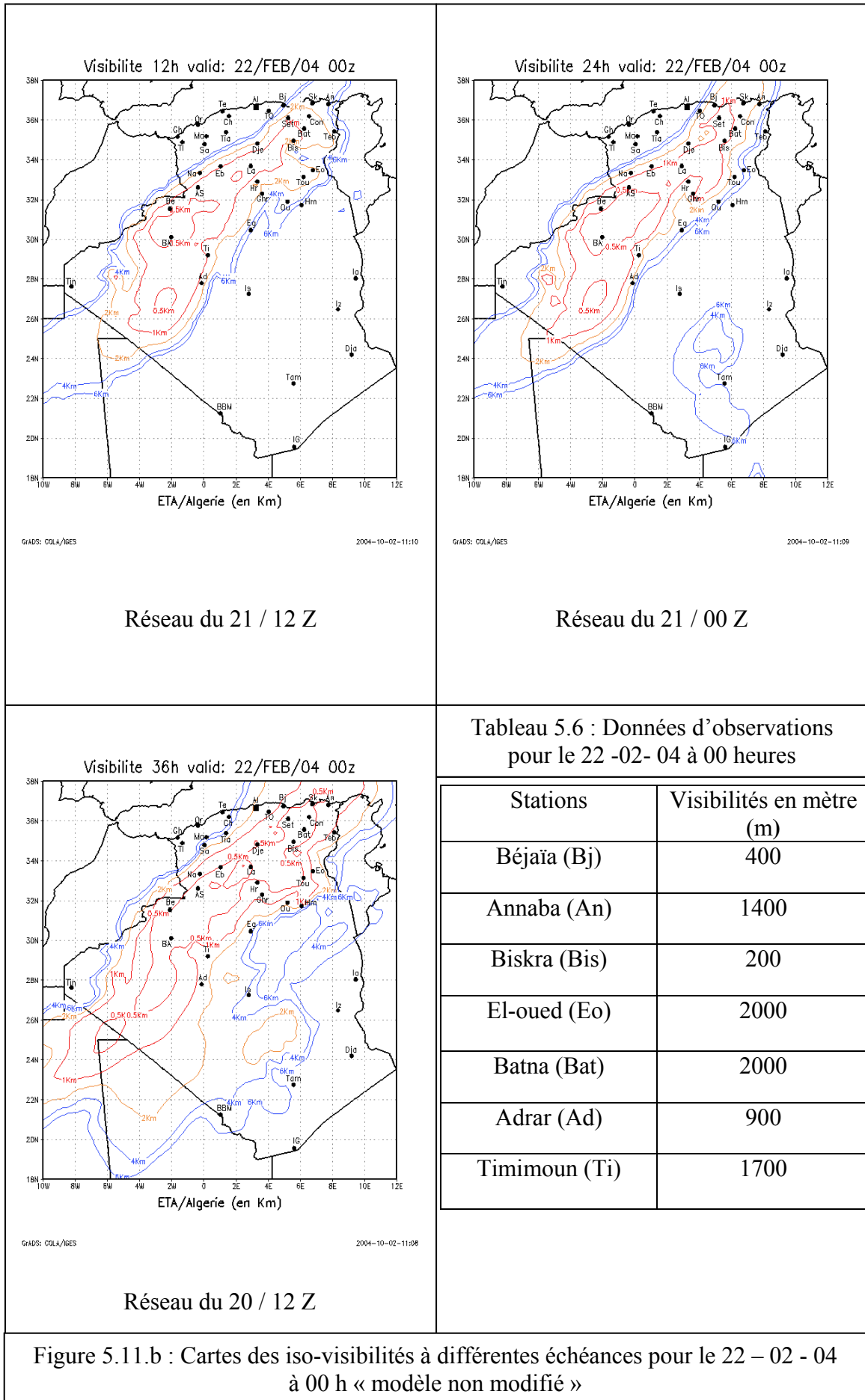


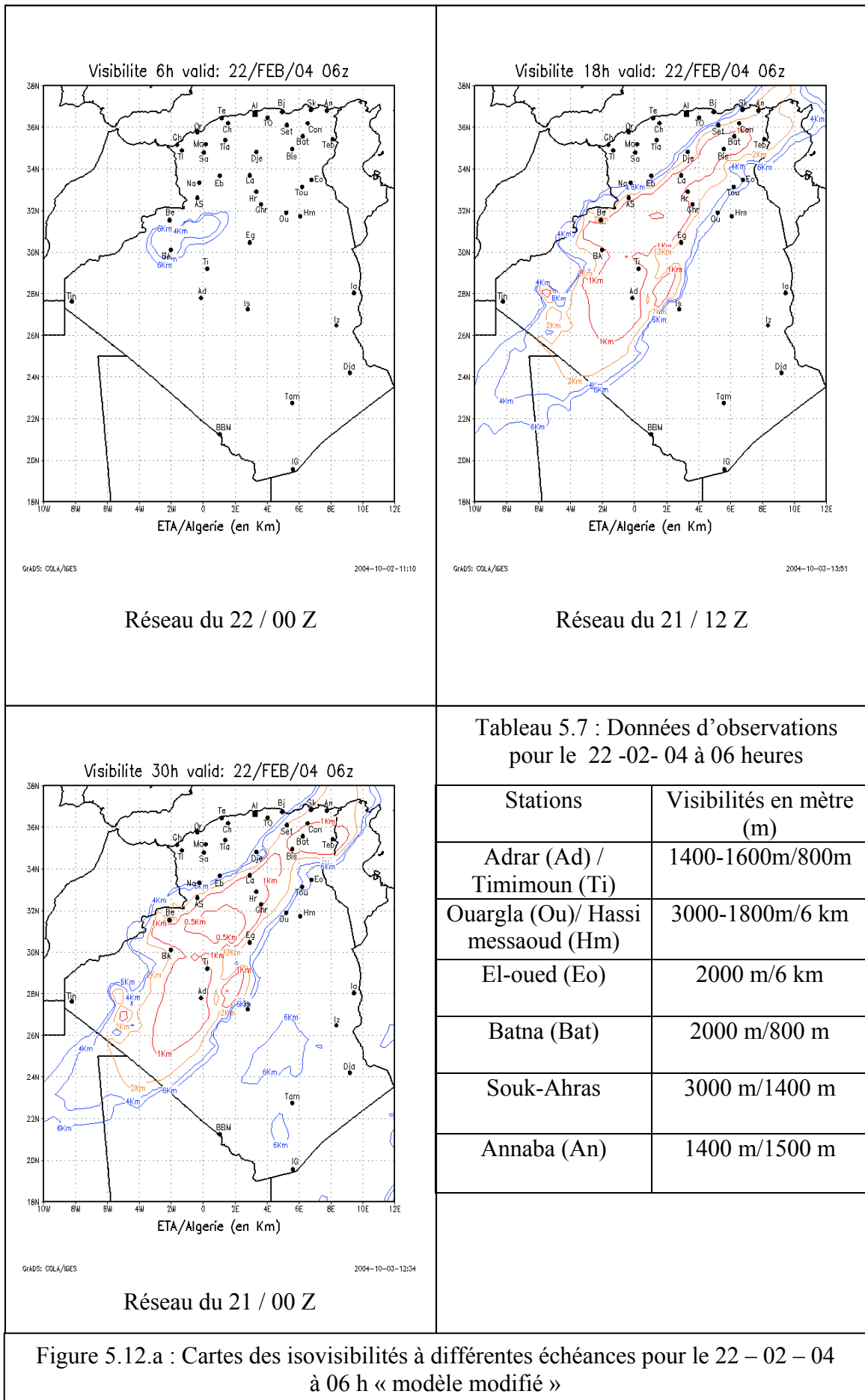


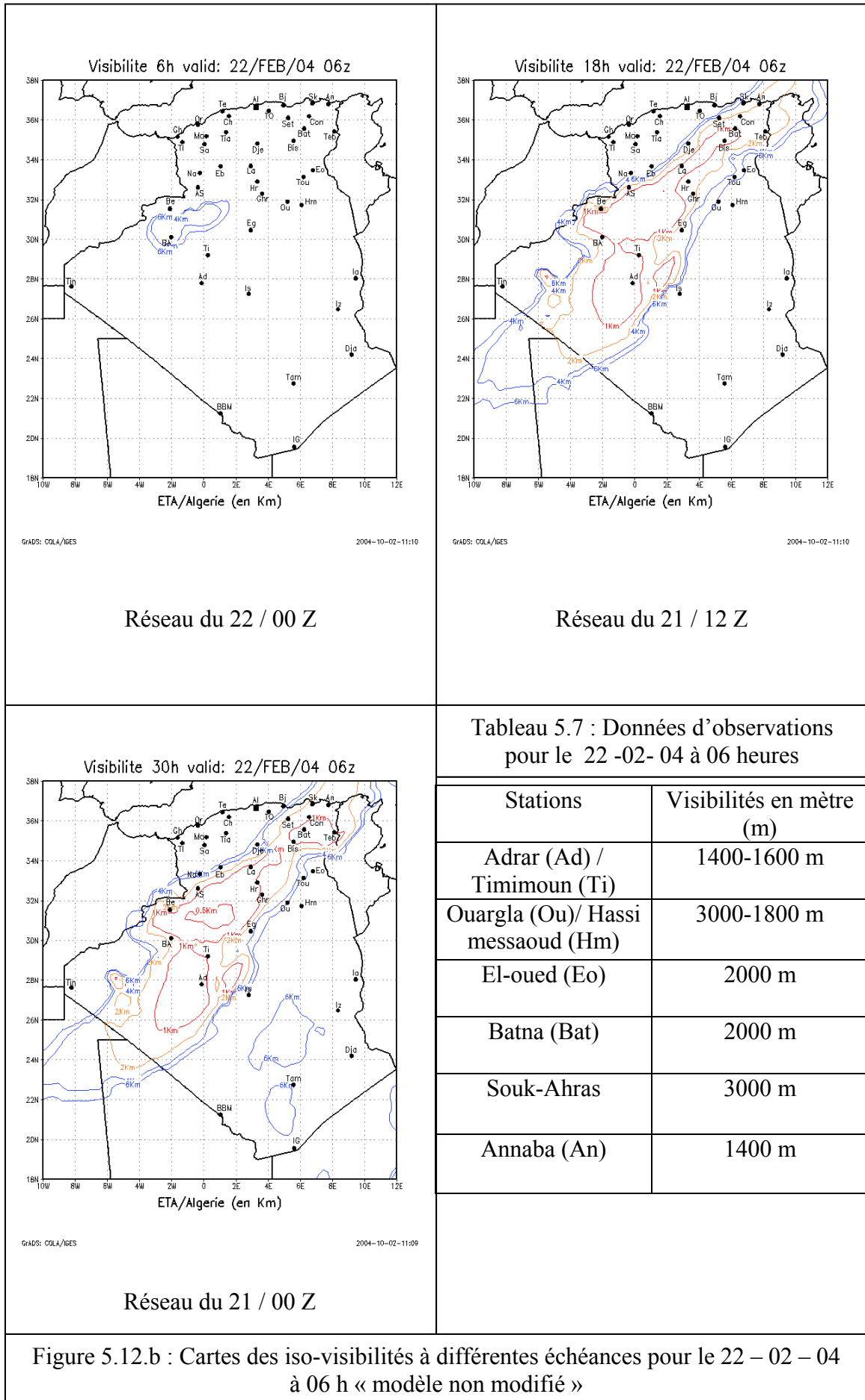












5.6. Validation avec les données satellitaires :

La figure 5.13 montre la prévision de la concentration de sable à 24 et 36 heures d'échéance réalisée à l'aide du modèle modifié, pour la journée du 21 février à 12 UTC, alors que la figure 5.14, montre une concentration de sable donnée par le satellite TOMS de la NASA.

La comparaison entre ces deux figures, montre une certaine similitude entre les concentrations prévues et celle observées, ce qui dénote une certaine fiabilité dans les modifications apportées au modèle original.

Les figures 5.15 et 5.16, montrent toutes deux une extension de sable des régions saharienne vers le sud de l'Europe, ce qui est bien prévu par le modèle modifié à 24 et surtout à 36 heures d'échéance.

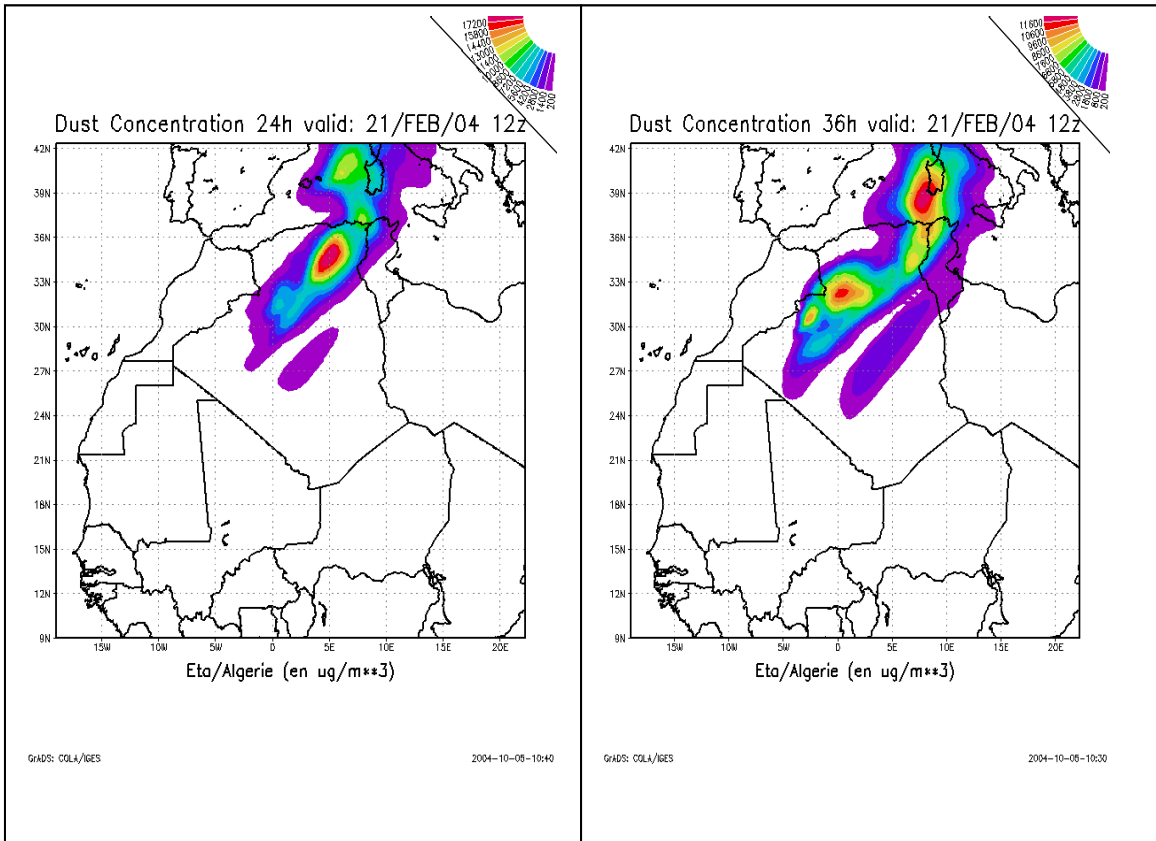


Figure 5.13 : Concentration de sable à 24 heures et 36 heures d'échéances pour le 21 -02- 04 à 12h

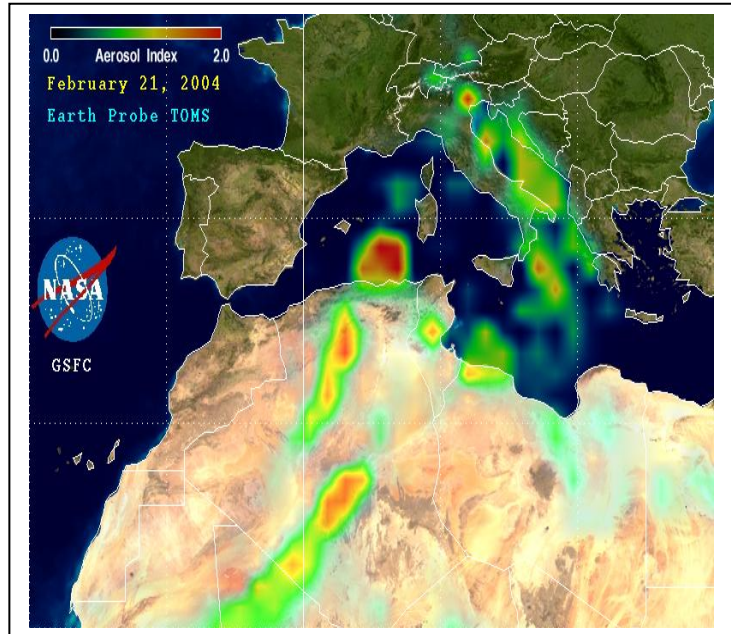


Figure 5.14 : Observation satellitaire pour le 21 -02- 04 à 12h

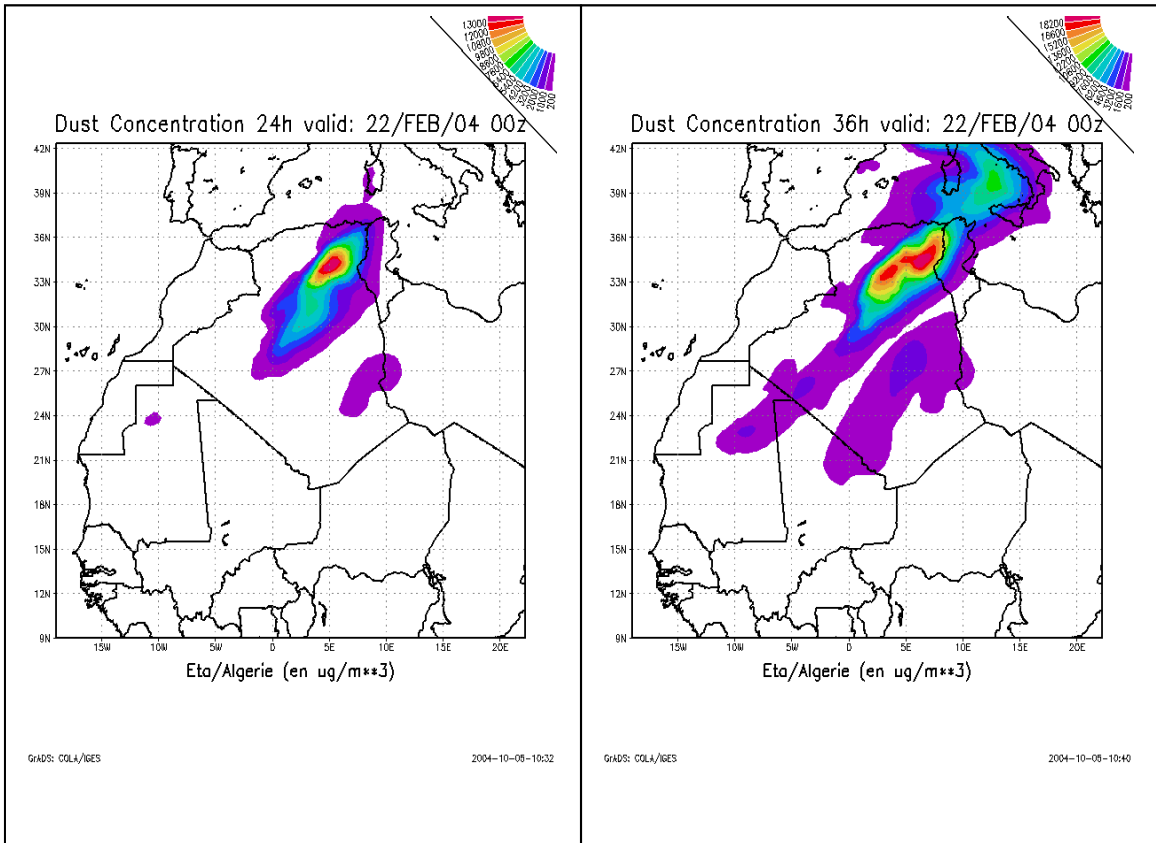


Figure 5.15 : Concentration de sable à 24 heures et 36 heures d'échéances pour le 22 -02- 04 à 00 h

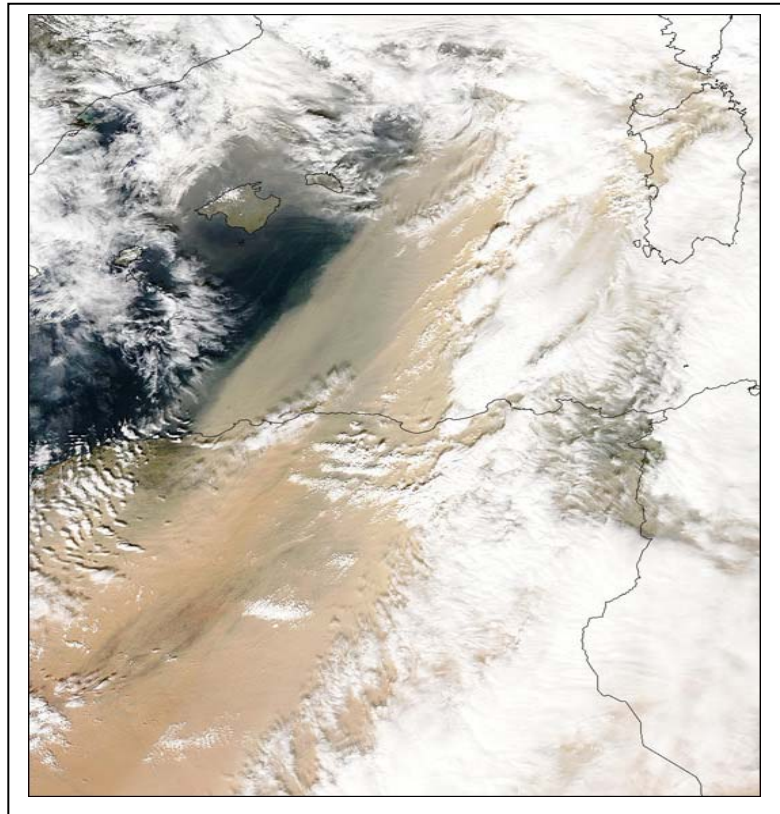


Figure 5.16 : Photo satellite du 22 -02- 04 à 00h

5.7. Evolution de la prévision en fonction de l'échéance

Les diagrammes ci-dessous (Figure 5.17), représentant les visibilitées observées et prévues pour les stations de Timimoun, Adrar, Laghouat et El-Bayadh montrent que les prévisions sont bonnes à partir de 06 heures d'échéance lorsque la station d'observation est proche d'une source potentielle. L'échéance s'allonge de plus en plus à mesure que l'on s'éloigne des zones sources. C'est le cas par exemple pour les stations de Laghouat et El-Bayadh et aussi pour les stations du nord comme relevé précédemment où on a remarqué que les prévisions à 30 heures d'échéances donnent de meilleurs résultats.

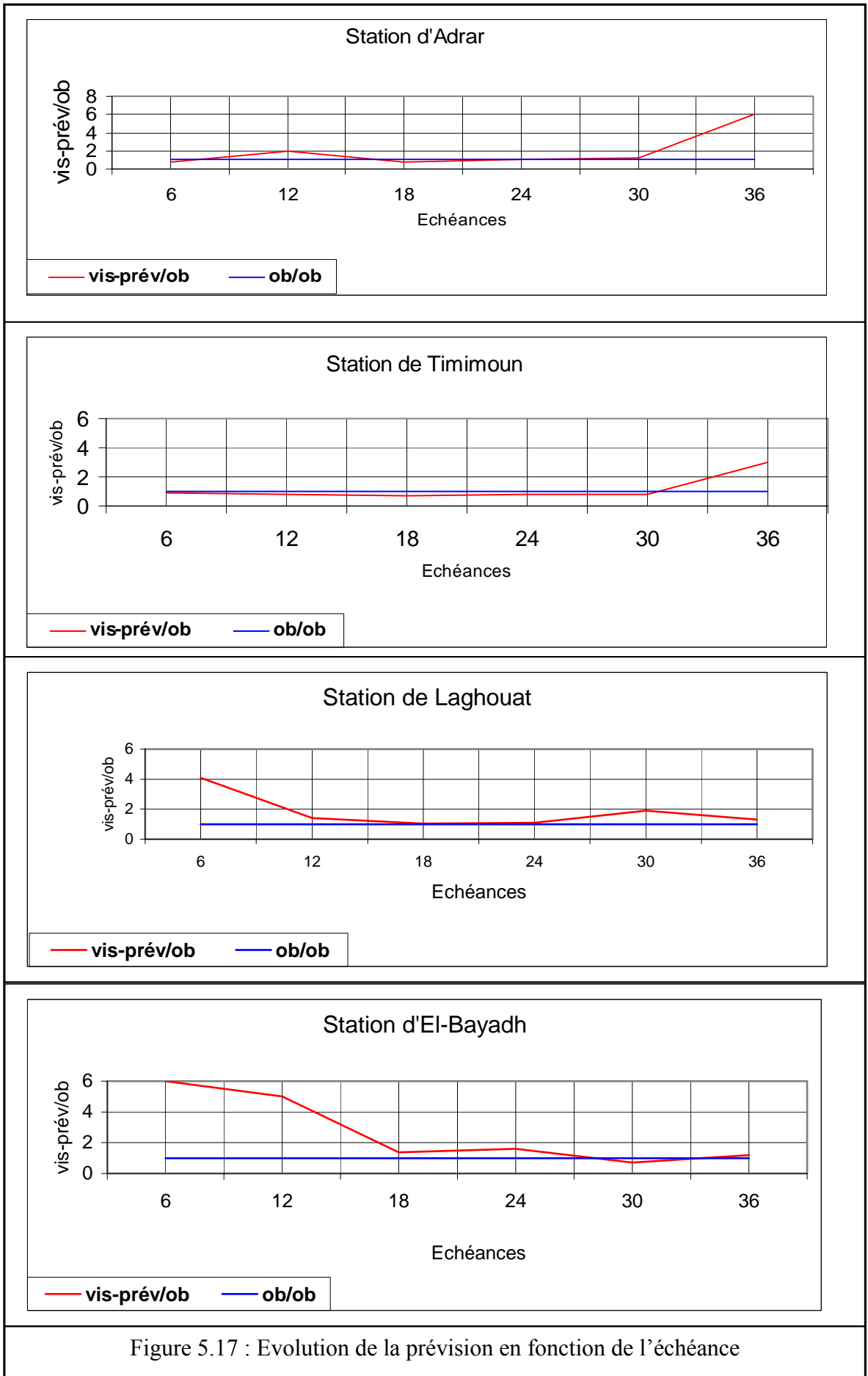
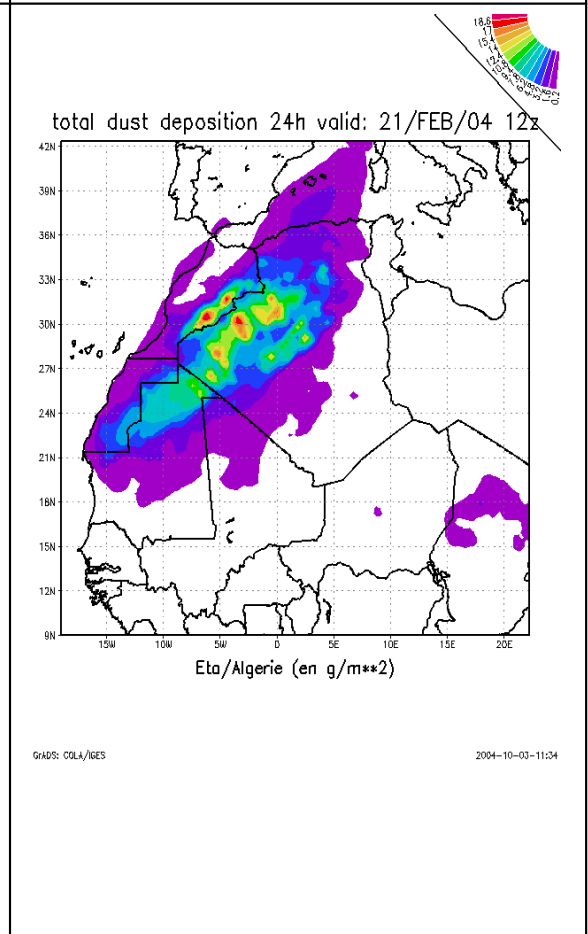
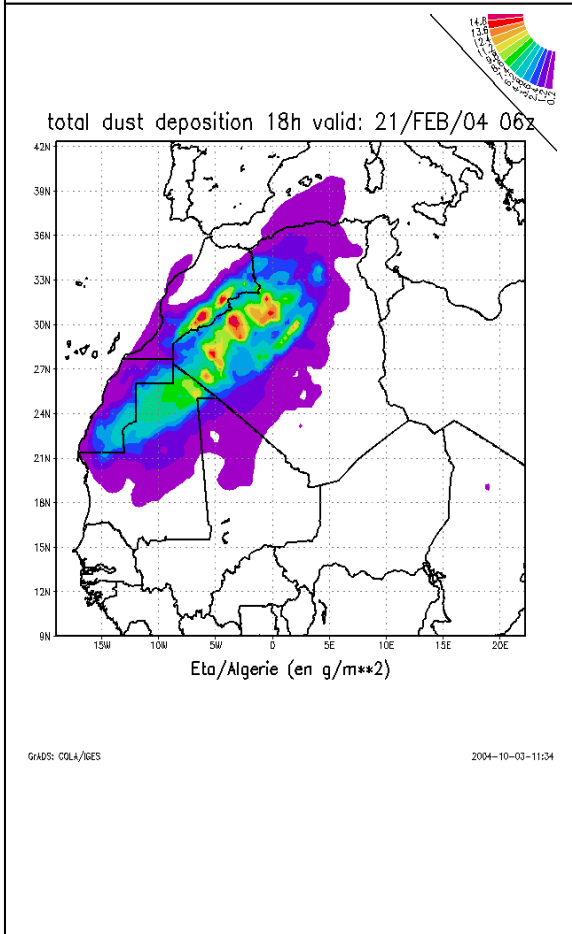
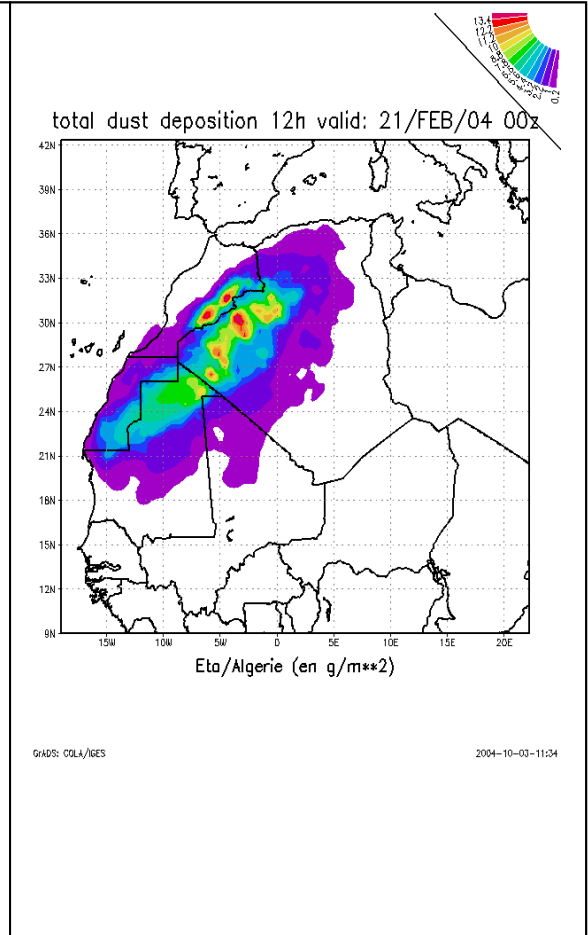
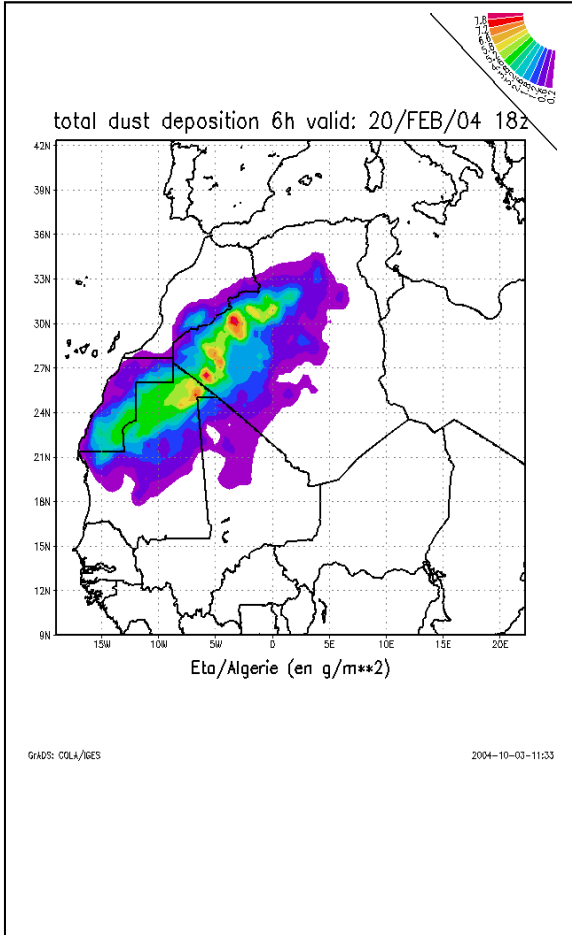


Figure 5.17 : Evolution de la prévision en fonction de l'échéance

5.8. Dépôt de sable

En plus du calcul des concentrations de sable, le modèle modifié permet l'estimation de la quantité de sable transportée des régions saharienne vers le nord du pays et vers l'Europe. Ceci est réalisé en calculant le dépôt sec par le flux subsident et le dépôt humide de sable par les précipitations. Les figures ci-dessous montrent le cumul des quantités de sable déposés (en g/m^2).



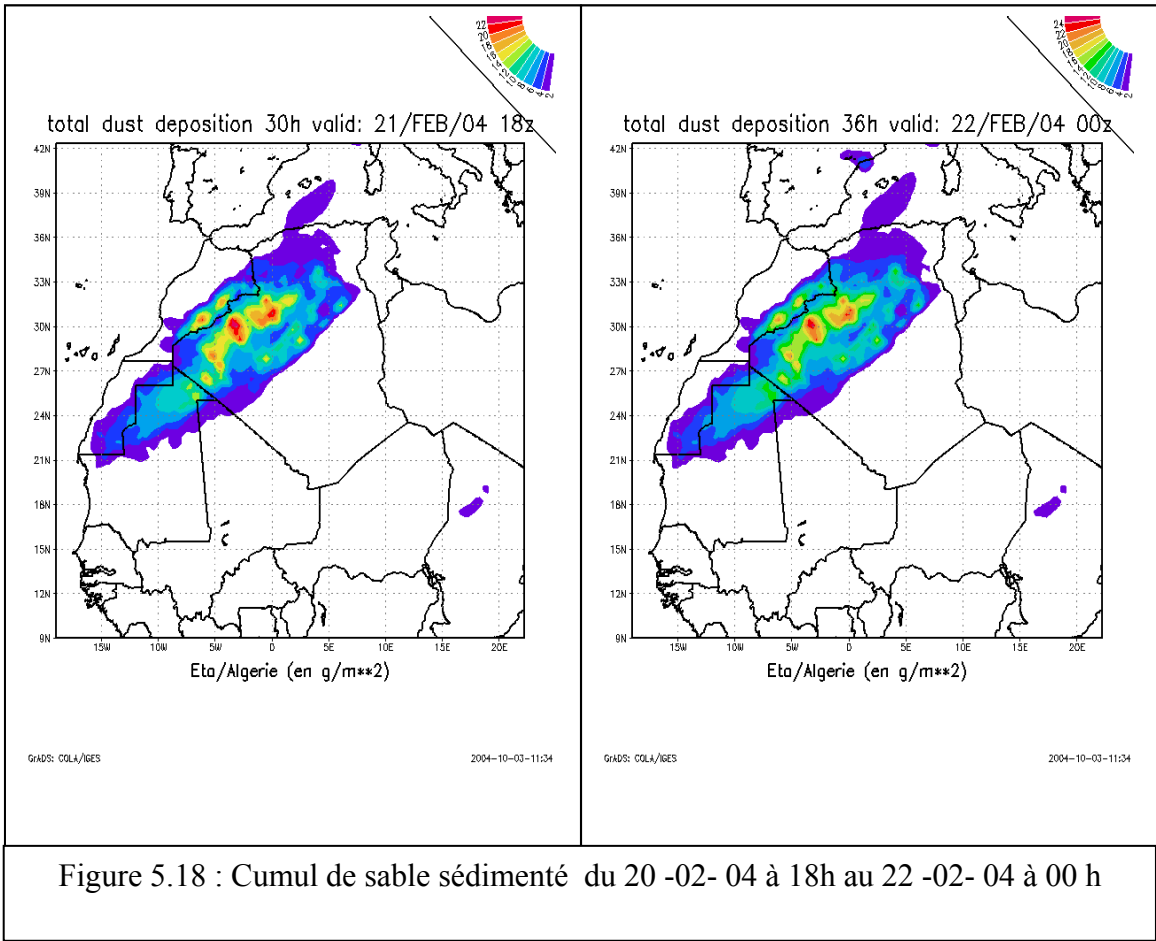
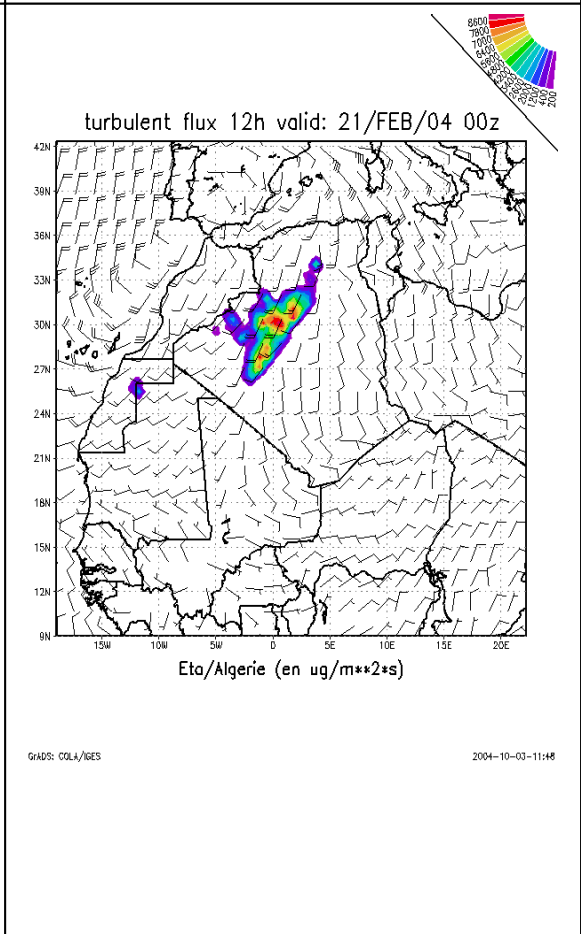
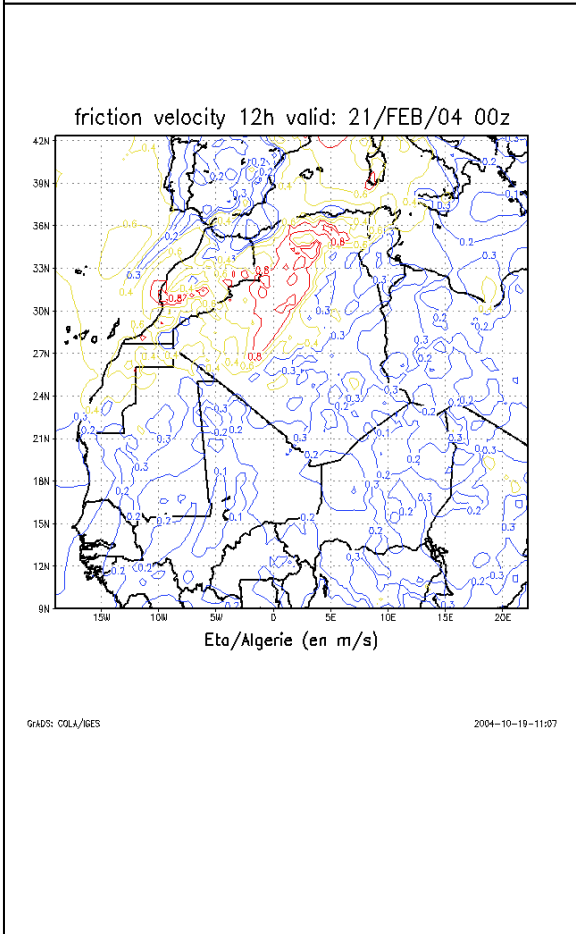
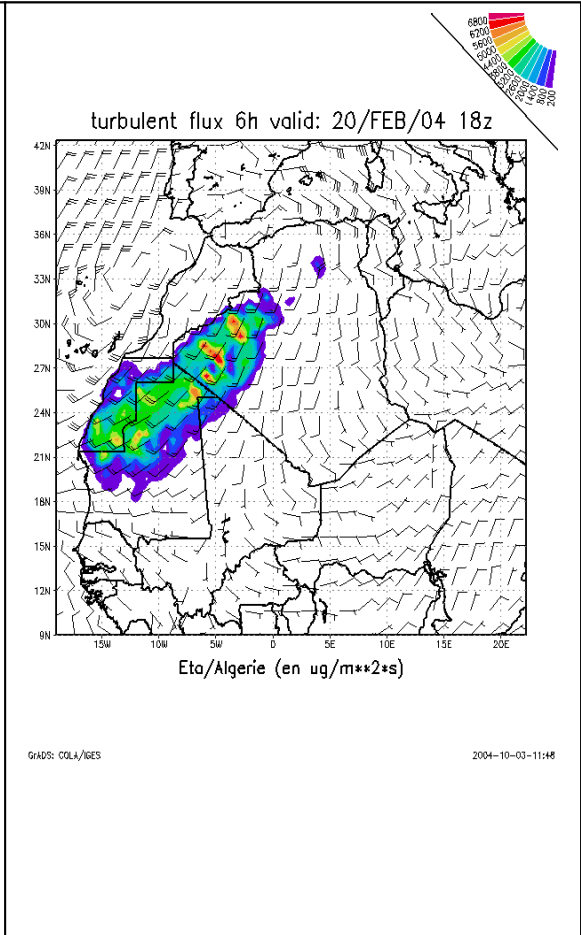
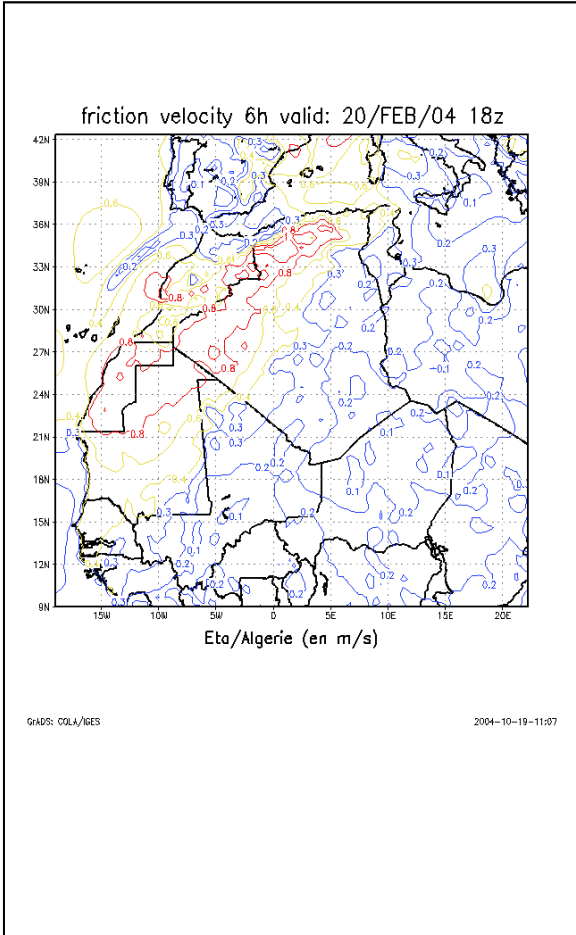
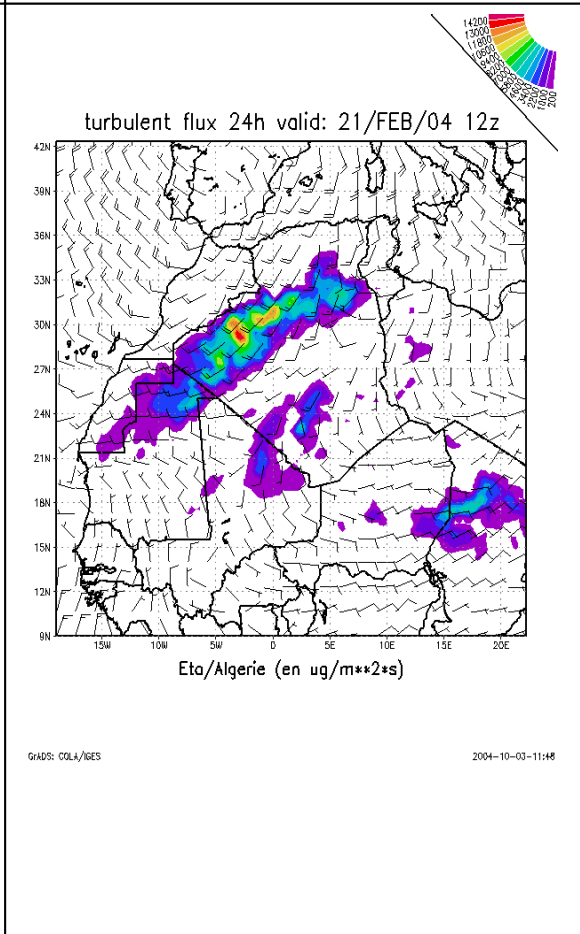
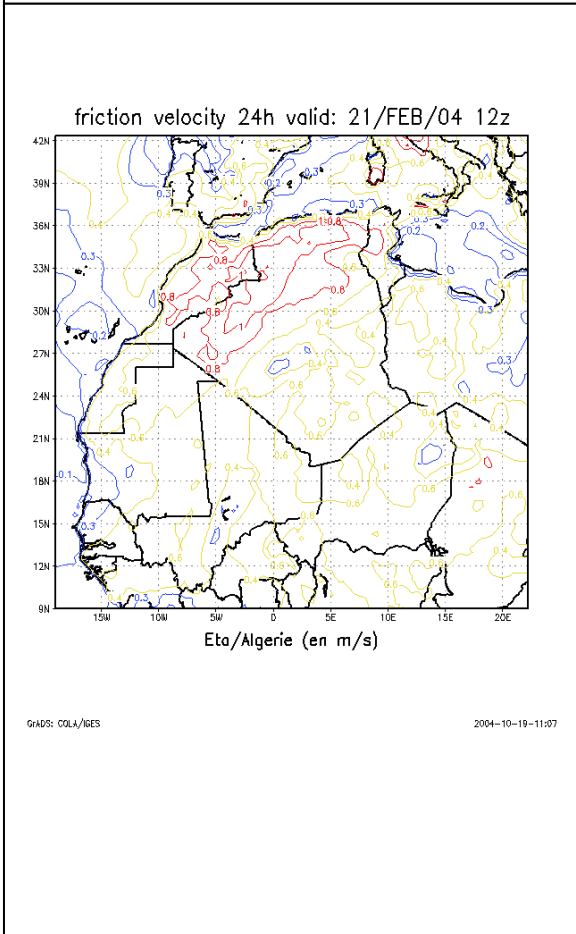
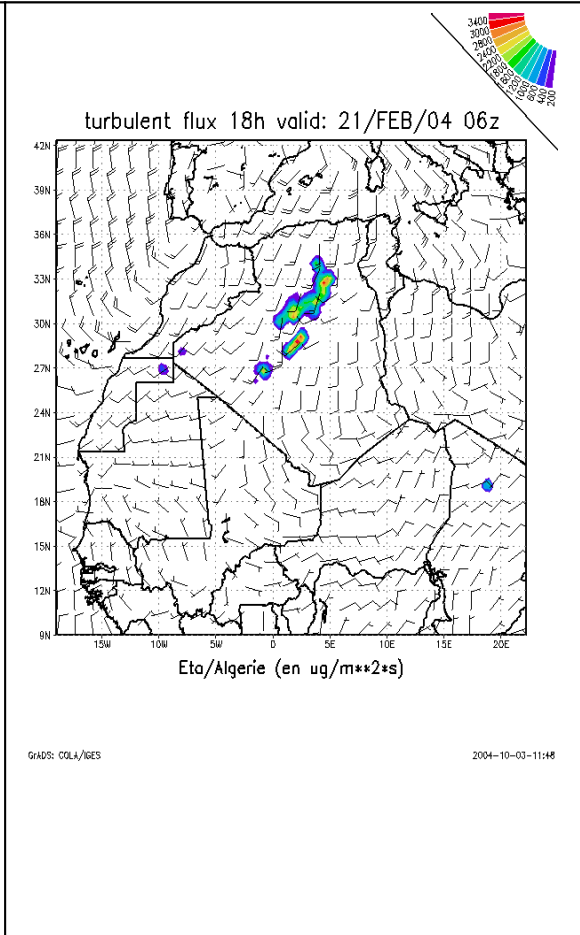
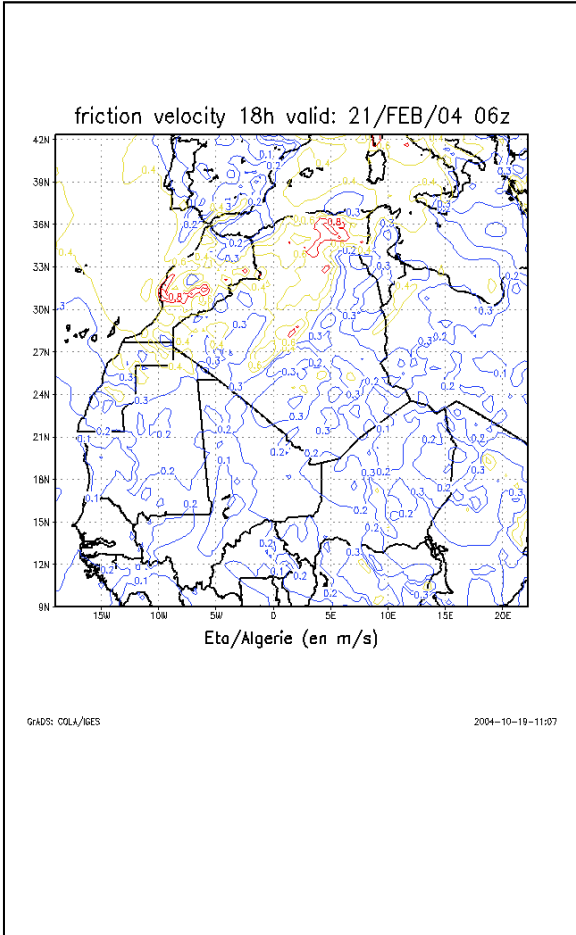


Figure 5.18 : Cumul de sable sédimenté du 20 -02- 04 à 18h au 22 -02- 04 à 00 h

5.9. Flux de surface et vitesse de frottement :

La figure 5.19 montre l'évolution des champs de la vitesse de frottement et des flux de surface. Ces champs montre qu'il existe une relation étroite entre la vitesse de frottement et le flux turbulent. Plus la vitesse de frottement est grande plus le flux turbulent est grand, ce qui est en conformité avec ce qui a été décrit dans le processus du cycle vie du sable, surtout dans ses phases mobilisation et soulèvement. Le flux turbulent évolue proportionnellement avec la vitesse de frottement.





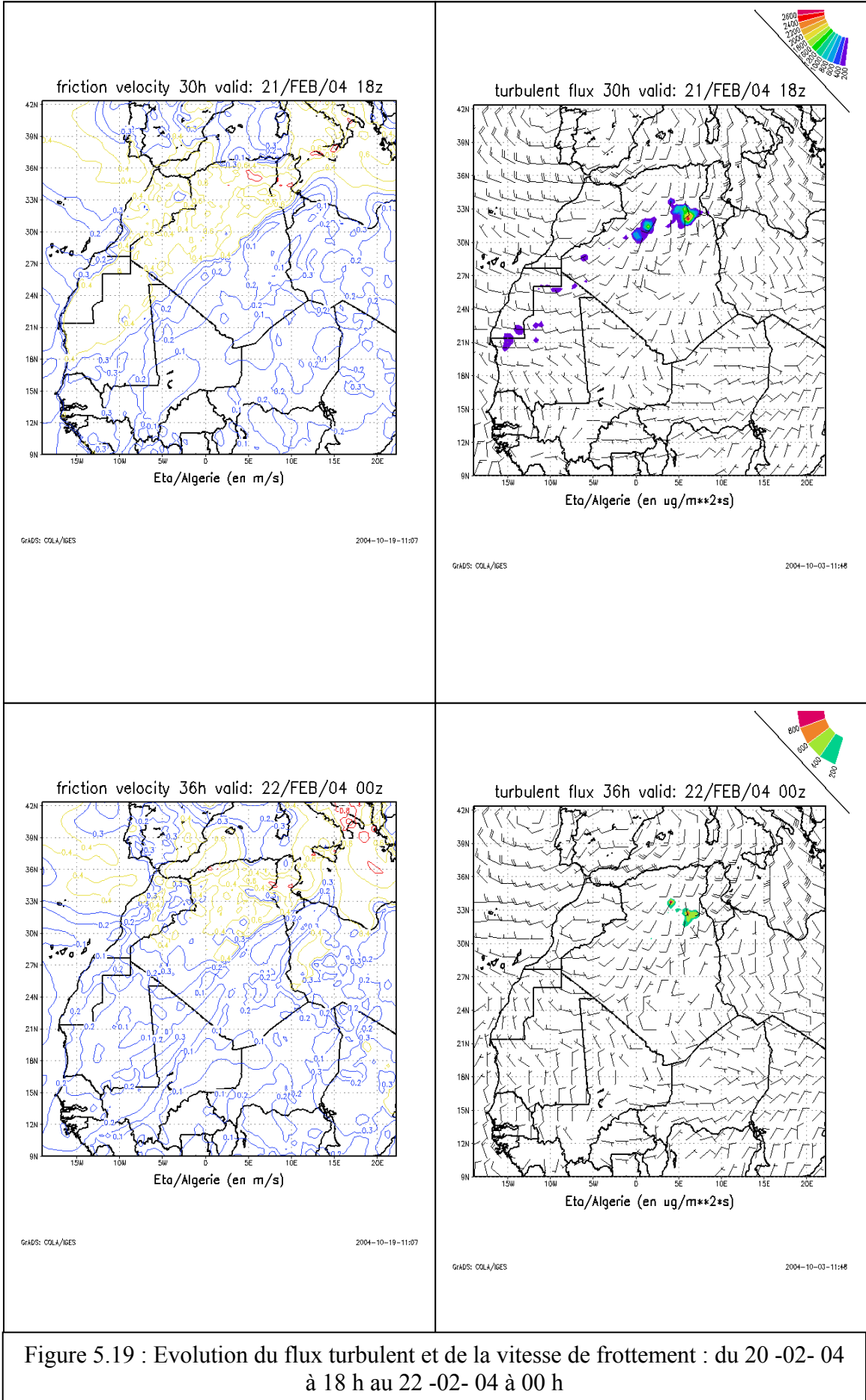


Figure 5.19 : Evolution du flux turbulent et de la vitesse de frottement : du 20 -02- 04 à 18 h au 22 -02- 04 à 00 h

5.10. Concentration de sable suivant la verticale

La figure 5.20 montre les profils verticaux de la concentration de sable pour les villes d'Alger et Béchar durant la journée du 20 février à 18 UTC, où on a enregistré 500 mètres de visibilité minimale à Alger et 200 mètres à Béchar.

Ces profils montrent qu'en plus d'une couche de surface, une autre couche de sable peut se développer au-dessus de la couche limite planétaire, soit au-dessus d'un kilomètre, comme le montre les deux profils.

On constate donc que les aérosols sableux ont tendance à former une couche épaisse de plusieurs km, qui s'étend approximativement sur 2 à 3 km suivant la verticale. Cette épaisse couche n'est pas sans effet sur le bilan radiatif global, comme l'a souligné plusieurs auteurs.

En général, la couche dense de poussière a une limite supérieure bien définie, facilement repérable et qui, vue du dessus, apparaît souvent comme remarquablement nette et plane. Elle se situe en moyenne à 1500m le matin et s'élève à 3000m en début d'après midi. Ces résultats théoriques sont en concordance avec les profils verticaux des concentrations sur Béchar et Alger :

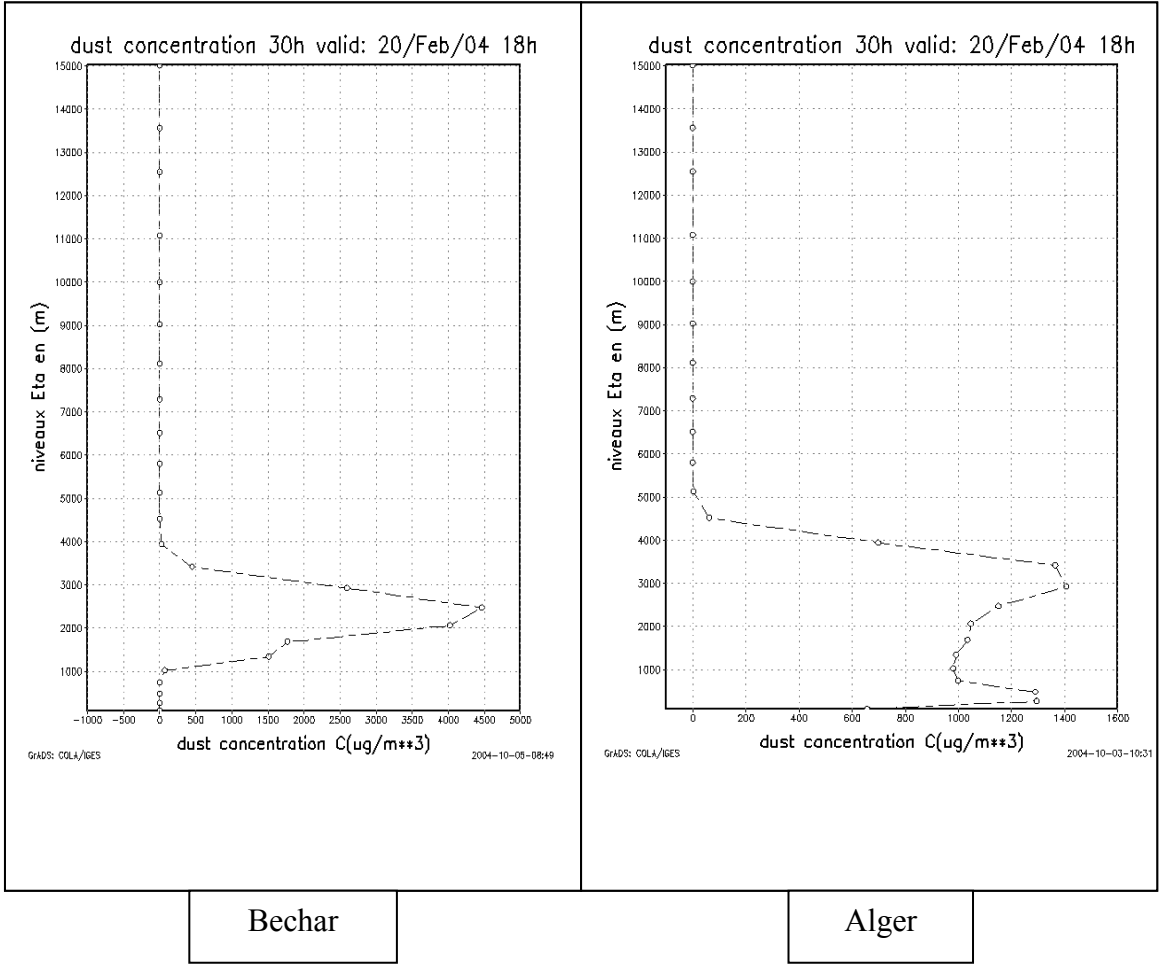


Figure 5.20 : Profils verticaux de la concentration de sable pour Bechar et Alger

CONCLUSION

Ce travail nous a permis de mettre en relief les aspects maîtrisés et ceux qui ne le sont pas quant à la modélisation du cycle de vie du sable dans l'atmosphère (mobilisation, transport et dépôts). Dans la première phase, le fait d'avoir modifié le mask, a permis de réduire quelque peu les sources potentielles, car dans les zones semi-arides il existe effectivement de la végétation, qui permet de stabiliser les sols. Aussi, le fait d'avoir augmenté la vitesse seuil de frottement à partir de laquelle, des particules de sable commencent à être soulevées par le processus de saltation a contribué également à réduire la quantité de sable injectée par le modèle dans l'atmosphère, comme il est mentionnée dans l'analyse des simulations réalisées avec et sans modifications. On constate effectivement que les modifications apportées au modèle, ont permis de réduire la concentration de sable.

En outre la réévaluation des flux de surface a permis de mieux caractériser la turbulence, qui est très efficace pour les transports de la matière. C'est cette dernière qui permet d'injecter du sable dans l'atmosphère par le biais de mouvements tourbillonnaires, avant qu'il soit advecté par le vent vers d'autres régions.

La réévaluation du taux de contribution, des concentrations partielles, des différentes particules a sans doute contribué également à l'amélioration des prévisions de concentration de sable par le modèle dans sa version modifiée, que nous appellerons désormais : Version ETA/Algérie 6.0.

Cette version remplacera celle qui est opérationnelle à partir de la date de soutenance du présent rapport.

Du fait de l'importance du sujet et aussi de son impact économique, d'autres simulations seront réalisées, en utilisant d'autres situations météorologiques ou l'on a eu effectivement du sable. Notre objectif étant de continuer à tester le comportement du modèle dans différentes conditions, en sélectionnant des situations météorologiques caractéristiques.

La disponibilité des données satellites MSG (Meteosat Second Generation) avec 12 canaux, permettant d'avoir des données d'observation satellite concernant la concentration de sable, permettra à coup sûr d'améliorer la qualité de la prévision de sable, en faisant une meilleure validation.

APPENDICE A
LISTE DES SYMBOLES ET DES ABREVIATIONS

CLA	: Couche limite atmosphérique
CLS	: Couche limite de surface
C_k	: Concentration de la k ^{ième} classe de sable
C_p	: Chaleur spécifique à pression constante de l'air sec
E	: Flux turbulent d'humidité
\vec{F}_H	: Force de frottement
F_{sk}	: Flux turbulent vertical de la concentration de sable
F_u et F_v	: Composantes de la force de frottement \vec{F}_H
G	: Constante dépendant du régime d'écoulement
H	: Flux turbulent de la chaleur
H_v	: Flux turbulent relatif aux effets de flottabilité
K_H	: Coefficients d'échanges relatif à la quantité de chaleur
K_M	: Coefficients d'échanges relatif à la quantité de mouvement
K_L	: Coefficient de diffusion latérale
K_Z	: Coefficient d'échange turbulent suivant l'axe z
LM	: Plus bas niveau de modèle
M	: Flux turbulent de la quantité de mouvement (moment angulaire)
Pr	: Nombre de Prandtl
Q	: Apport massique de chaleur
Q'	: Apport massique de vapeur d'eau
R	: Flux radiatif vertical net
R_d	: Constantes des gaz pour l'air sec
Re	: Nombre de Reynolds
Ri_{bulk}	: Nombre de Richardson global,
Sc	: Nombre de Schmidt
T	: Température
U_B	: Vitesse relative aux effets de flottabilité
U_{*tk}	: Seuil de la vitesse de frottement pour un sol sec

\vec{V}	: Vecteur vitesse
\vec{V}_H	: Vitesse horizontal
a	: Rayon de la terre
f	: Paramètre de Coriolis
g	: Pesanteur
hpa	: Hectopascal
p	: Pression
$p_{\text{ref}(z_s)}$: Pression de référence
p_s	: Pression au sol
p_t	: Pression au dernier niveau du modèle
q	: Humidité spécifique
q_s	: Humidité de sol
r	: Rapport du mélange
t	: Temps
u, v, w	: Composante de la vitesse en coordonnées cartésiennes
u_*	: Vitesse de frottement
u_{*t}	: Vitesse limite au-dessous de laquelle la mobilisation de sable cesse.
v_{gt}	: Vitesse d'ajustement gravitationnelle
w'	: Quantité maximale de l'eau adsorbée
w_*	: Vitesse convective
x, y, z	: Coordonnées cartésiennes
Δz	: Epaisseur du plus bas niveau du modèle.
Φ	: Géopotentiel
Θ	: Température potentielle
Θ_v	: Température potentielle virtuelle
$\vec{\Omega}_z$: Vecteur vitesse angulaire de la rotation de la terre
χ	: Diffusivités moléculaire relative à la quantité de chaleur
δ_k	: Fraction de masse de la $k^{\text{ième}}$ classe de la particule.
ϕ	: Efficacité de la collection des aérosols par la végétation
η	: Coordonnée verticale eta
$\dot{\eta}$: Vitesse verticale en coordonnée eta

κ	: Constante de Von Kermann
λ	: Diffusivités moléculaire relatives à la vapeur d'eau.
ν	: Diffusivités moléculaire relatives à la quantité de mouvement
ϖ	: Vitesse verticale en coordonnée pression
ρ_{pk}	: Densité de la particule du sable
ρ_a	: Densité de l'air.
σ	: Coordonnée verticale normalisée
$\dot{\sigma}$: Vitesse verticale généralisée
ω	: Facteur de poids

APPENDICE B
ORGANIGRAMME DE PROGRAMME PRINCIPAL D_EBU

Condition 1:

IF (MOD (NTSD - 1 , NRADS) . EQ . 0 . OR . MOD (NTSD - 1 , NRADL) . EQ . 0) .
 NRADS = NRADL = 30

Condition 2:

IF (MOD (NTSD - 1 , IDTAD) . EQ . 0)
 IDTAD = 2

Condition 3:

IF (MOD (NTSD , IDTAD) . EQ . 0)

Condition 4:

IF (MOD (NTSD - NPHS / 2 , NPHS) . EQ . 0)
 NPHS = 4

Condition 5:

IF (MOD (NTSD- NCNVC / 2 , NCNVC) . EQ . 0)
 NCNVC = 2

Condition 6:

IF (MOD (NTSD , NPFIELDS) . EQ . 0 . OR . MOD (NTSD , NPGROUND) . EQ . 0 . OR
 . (MOD (NTSD , NHOUT) . EQ . 0)
 NHOUT = 90, NPFIELDS = 750 , NPGROUND = 750

Condition 7:

IF (NTSD . EQ . 3)

Condition 8:

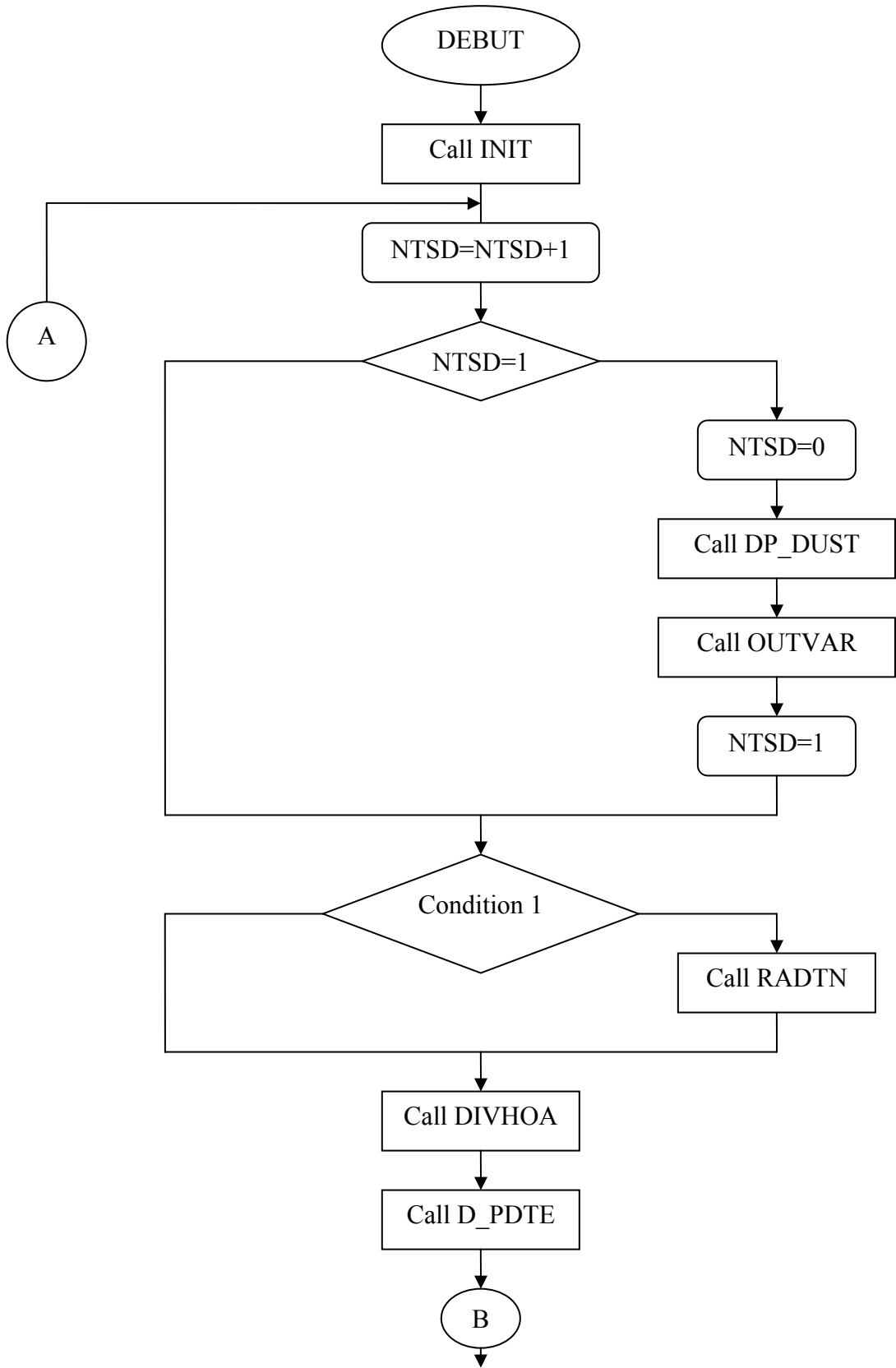
IF (RESTRT)

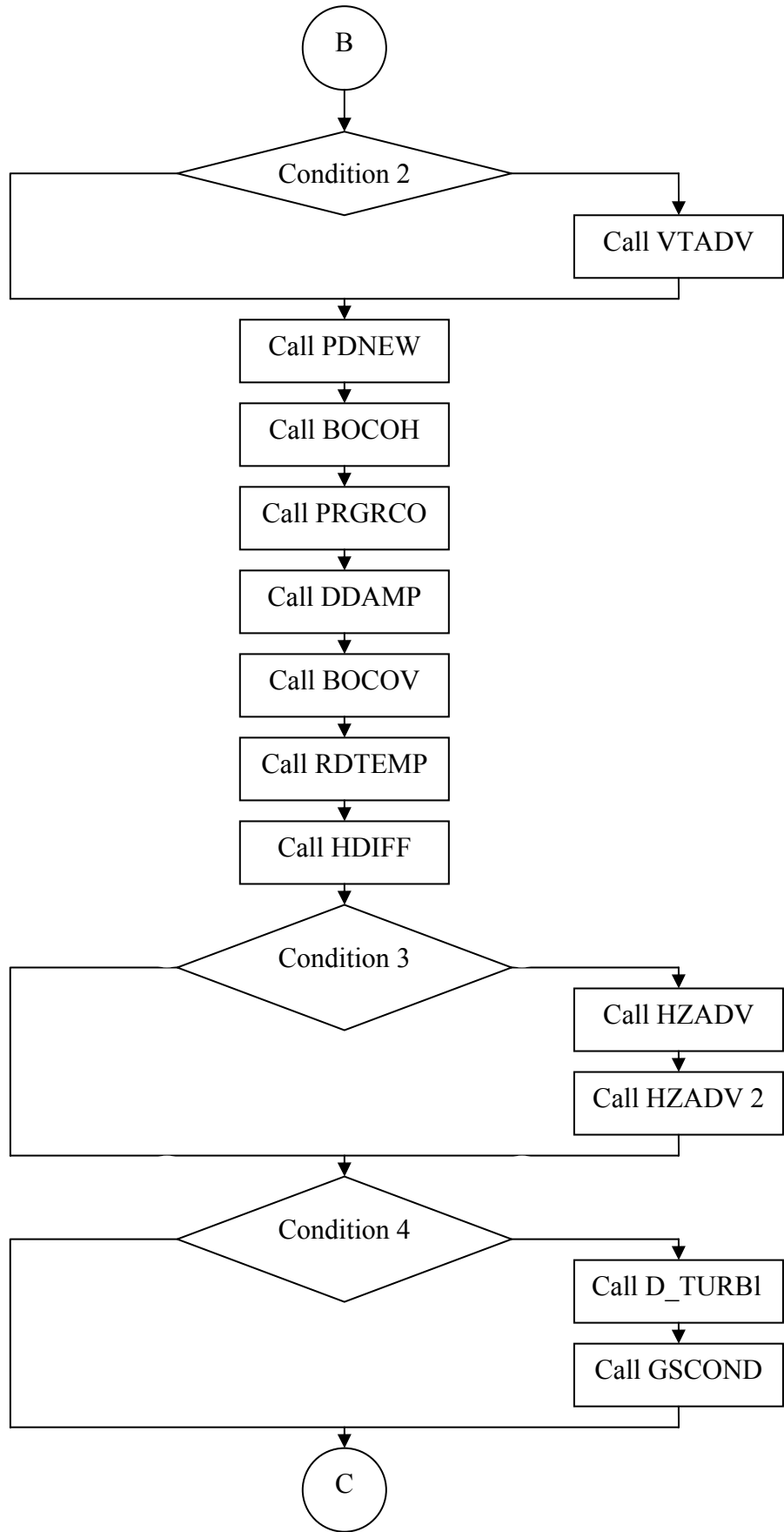
Le pas de temps DT = 120 (en seconde)

La constante NTSTM est la valeur limite de NTSD, Elle vaut :

$NTSTM = (TEND * 3600) / DT$

TEND : échéance (pour le modèle ETA opérationnel TEND = 72 heures).





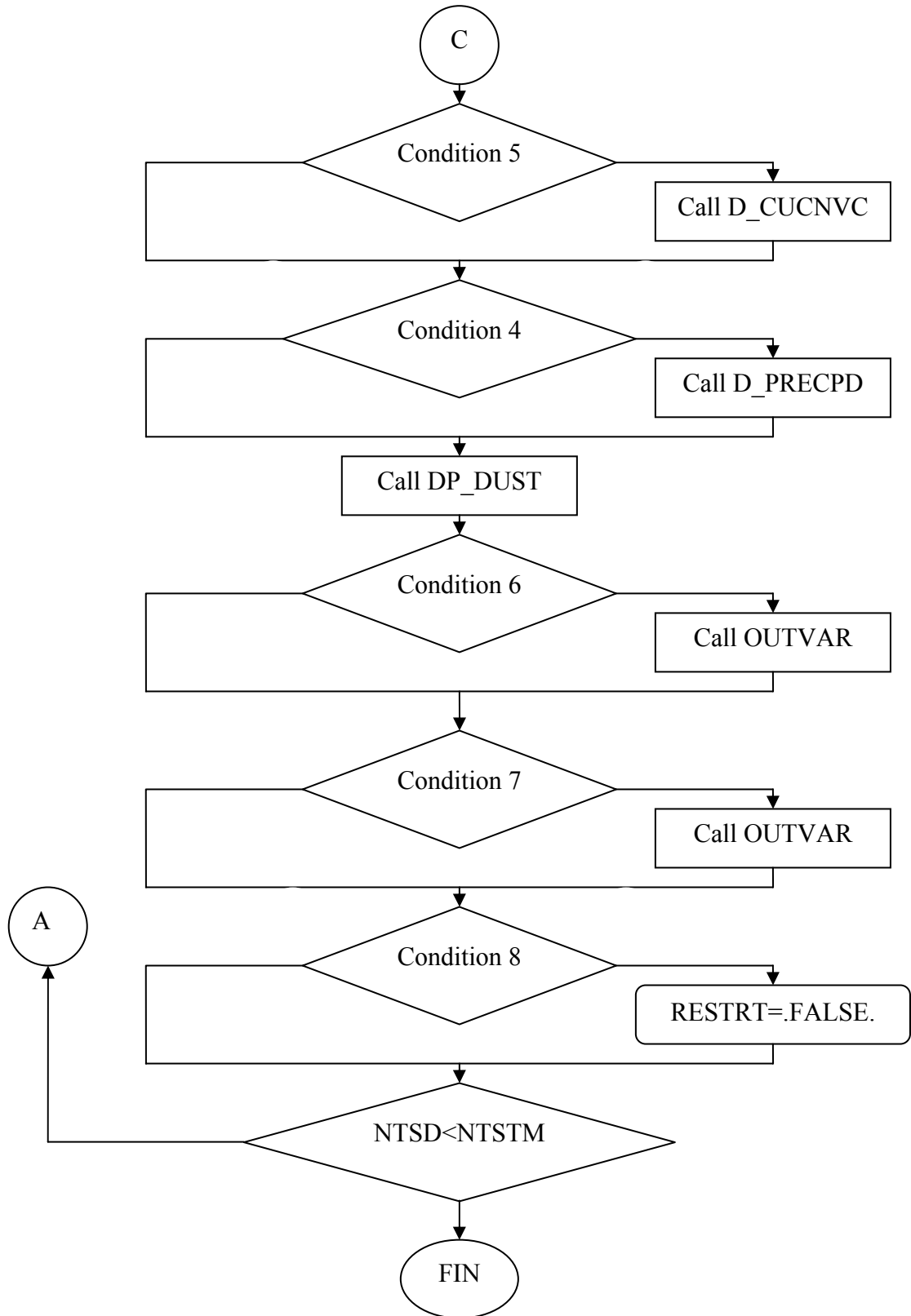
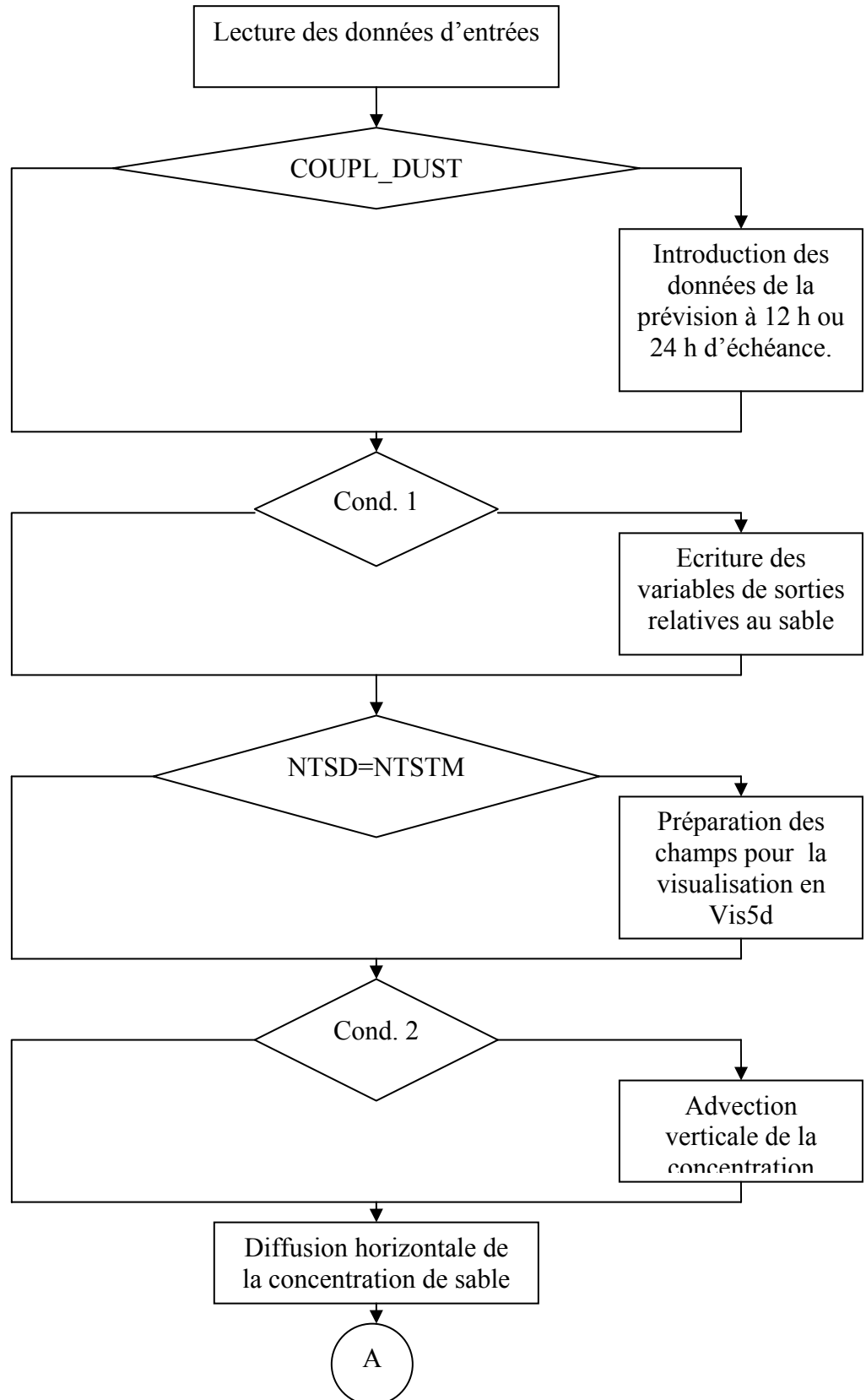


Figure B.1 : Organigramme du programme principale D_EBU

APPENDICE C
ORGANIGRAMME DE SOUS-PROGRAMME DP_DUST

- Cond. 1 : IF (MOD (NTSD , NPDUST) . EQ . 0) avec :“NPDUST = 90”
- Cond. 2: IF (MOD (NTSD - 1 , IDTAD) . EQ . 0) avec: “IDTAD = 2”
- Cond. 3: IF (MOD (NTSD , IDTAD) . EQ . 0)
- Cond. 4: IF (MOD (NTSD – NPHS / 2 , NPHS) . EQ . 0) avec: “NPHS = 4”
- Test. 1 : IF ($q_s > w'$)
- Test.2 : IF (USTAR . LT. USTRS)
- Test.3 : IF (USTAR . GE. USTRS . and . USTAR . LT. USTCS)
- Test.4 : IF (USTAR . GE . USTCS) avec : USTAR est la vitesse de frottement
 u^* USTRS = $u_{*r} = 0.225$ m/s , USTCS = $u_{*s} = 0.7$ m/s .



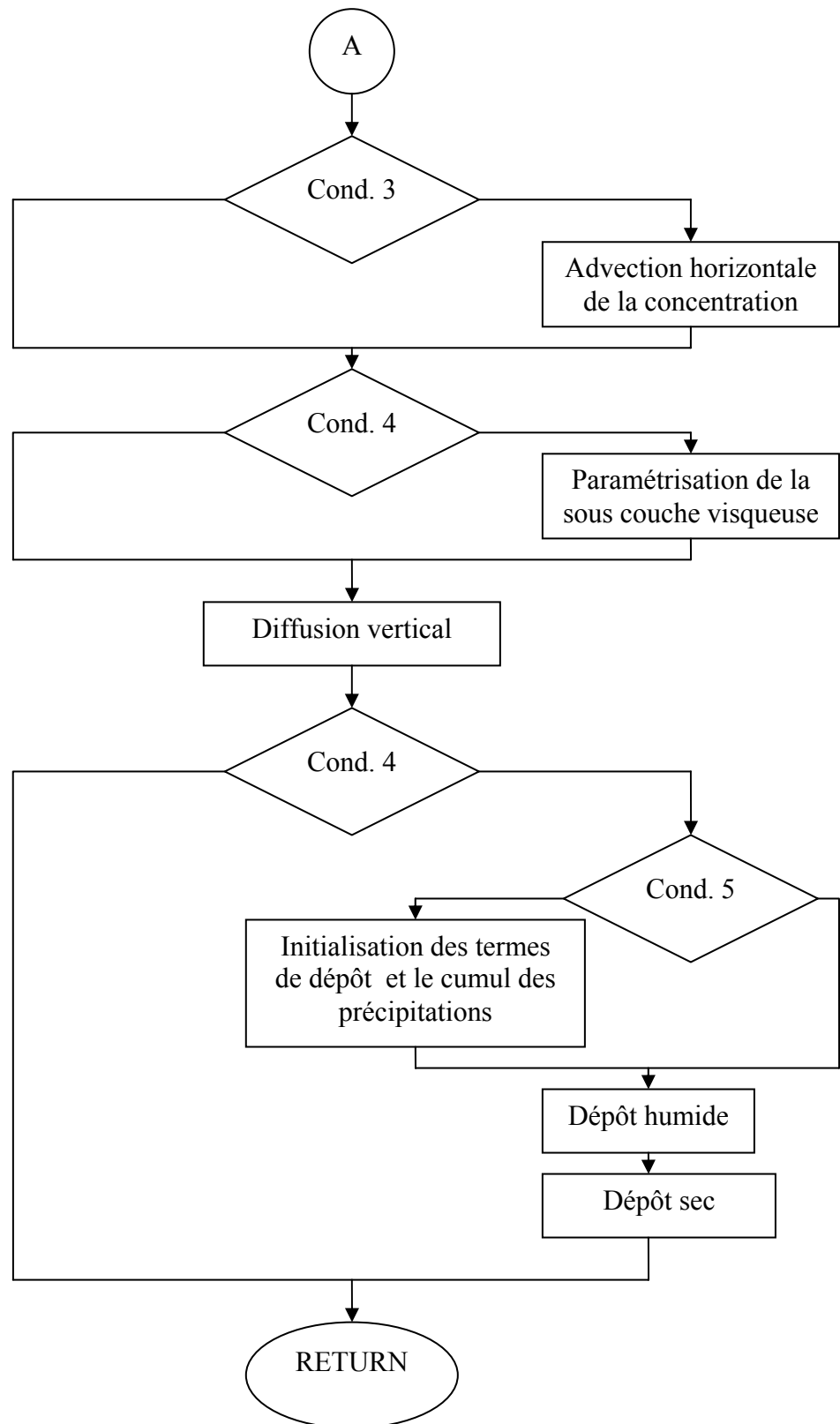


Figure C.1 : Organigramme de sous-programme DP_DUST

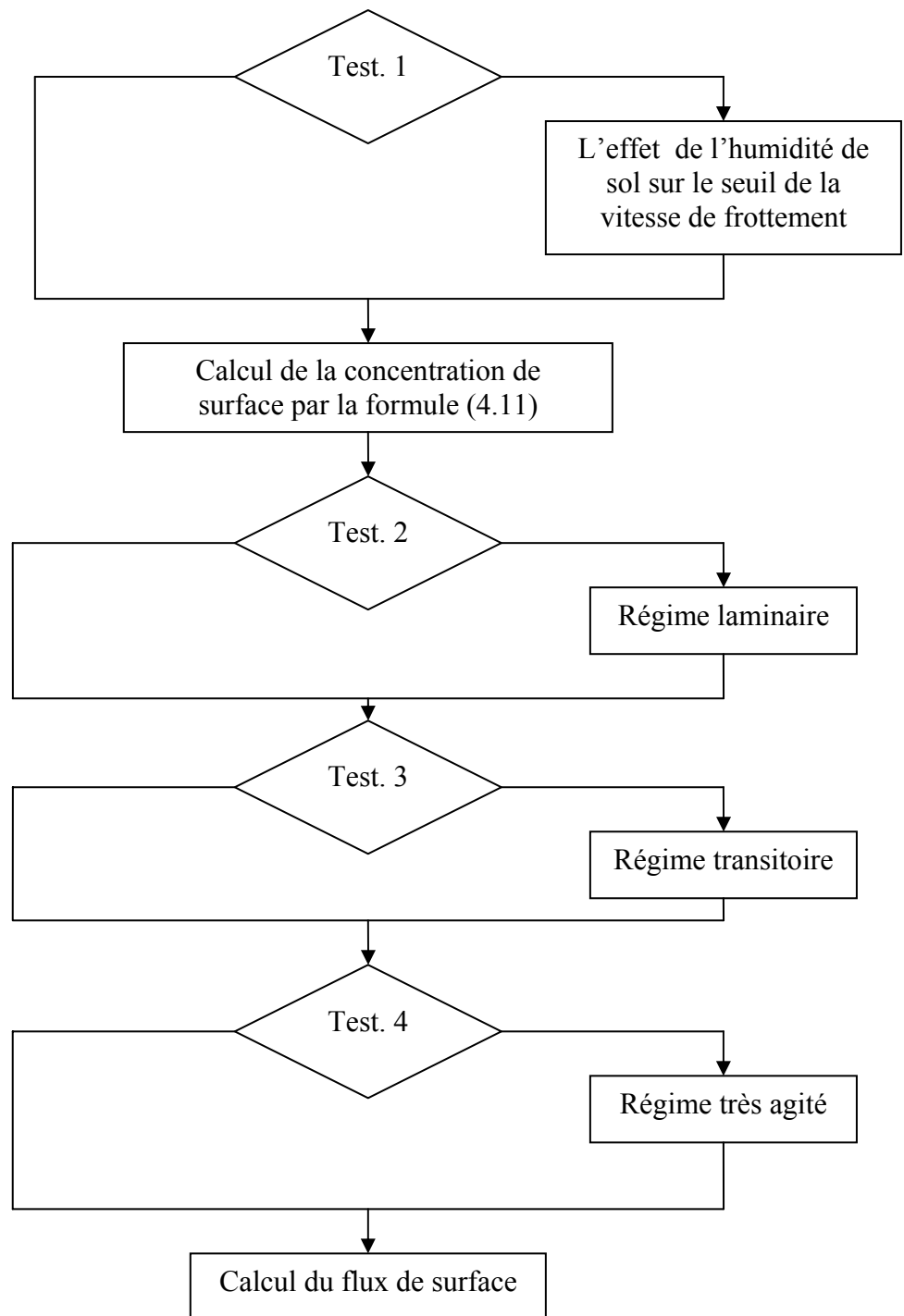


Figure C.2 : Boucle correspondante à la paramétrisation de la couche de surface

REFERENCES

1. Marticorena Béatrice, “ Mise au point et validation d’un modèle régional d’aérosols désertiques adapté à l’étude des variations saisonnières et interannuelles sur le Sahara et le Sahel - Couplage avec les observations satellitaires”, CNRS
2. Slobodan Nickovic, “Model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere” 1998.
3. Bertrand J., "Visibilité et brume sèche en Afrique", revue La météorologie VI^e série – N° 6 – Septembre 1976.
4. Revue de la société météorologique de France : la météorologie, numéro spécial prévision numérique du temps, 8^e série – n°30-juin 2000, Edition SMF et Météo France.
5. Jean Coiffier, "Eléments de prévision numérique du temps" n° 12 Ecole Nationale de la Météorologie (METEO France).
6. Slobodan Nickovic, Dragutin Mohailovi and Borivoj Rajkovi, “Scientific documentation of the ETA model”. Institut de météorologie, université de Belgrade, Yougoslavie, 1997.
7. Lazar Lazic and Bosko Telenta, “Documentation of the UB/NMC Eta Model”, Tropical Meteorology Research Program, WMO, Geneva, 1990 .
8. B. Hamadache et O. Brachemi, “Prévision de la concentration de sable par le modèle ETA/Algérie” Office National de la Météorologie, 2001.
9. Janjic, Black, “Main Program Documentation Block”, 1993.
10. Bonardet Pierre : “ Etude du Transport d’Aérosols avec le modèle NARCM et calcul des paramètres optiques” ,Université du Québec A Montréal (UQAM) Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère, 1999.
11. Laurent MENUT , 1997, “Étude expérimentale et théorique de la couche limite atmosphérique en agglomération Parisienne”, Université PIERRE ET MARIE CURIE, 1997.
12. “Sahara Dust: Mobilisation, Transport, Deposition” (Review and recommandation from workshop held in Gothenburg, sweden) Editor Christer Morales, 1977.
13. Slobodan Nickovic and S. Dobricic, “A Model for lang-Range Transport of Desert Dust”, American Meteorological Society, 1996.

14. J.P. TRIPIET et G. ROCHE, “ Météorologie générale”, Seconde édition, Ecole Nationale de la Météorologie, 1977.
15. A. Grini, G.r Myhre, C. S. Zender, J. K. Sundet and I. S.A. Isaksen, “Model simulations of dust sources and transport in the global troposphere. Effects of soil erodibility and wind speed variability”, Department of Geosciences, University of Oslo, 2003.
16. D. Zan DIARRA, “Rapport de stage sur le modèle spectral régional de prévision climatique”, Centre Africain pour les Applications de la météorologie au développement (ACMAD), BAMAKO MALI 27 MAI AU 26 AOUT 2001.
17. F. Mesinger , “The steepness limit to validity of approximation to pressure gradient force : Any signs of an impact?, NCEP/EMC and UCAR, Camp Springs, Maryland, November 2003.
18. H. JIN IN and S. UNG PARK, “Estimation of dust emission amount for a dust storm event occurred in April 1998 in China”, School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University, Seoul, Korea, April 2003).
19. I. Tegen, S. P. Harrison and K. E. Kohfeld, “ Dust Deposition and Aerosols in the Last Glacial Maximum and their Climate Effects”, Department of Meteorology, Stockholm University, S-106 91 Stockholm, Sweden.
20. J. P. Bruce “ L’atmosphère de la Terre, planète vivante “, Organisation Météorologique Mondiale OMM-N° 735, 1990.
21. L. H. Kautha, “The length scale equation in turbulence models”, Department of Aerospace Engineering Sciences and Program in Atmospheric and Oceanic Sciences, University of Colorado, Boulder, USA, February 2004
22. R. C. Foster and R. A. Brown, “On Large-Scale PBL Modeling: The Surface Layer Models”, Department of Atmospheric Sciences, University of Washington, Seattle, USA, February 1994.

Sites Internet:

<http://toms.gsfc.nasa.gov/aerosols>.

[Earthobservatory.nasa.gov/Natural Hazards](http://Earthobservatory.nasa.gov/NaturalHazards)

<http://www.osei.noaa.gov/Events/Dust/>