

THESE

présentée à
L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE

pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE
spécialité
LASERS, MOLECULES, RAYONNEMENT ATMOSPHERIQUE

par
Claudine VANBAUCE

**CONTRIBUTION A L'ETUDE DU BROUILLARD
DANS LA REGION NORD-PAS DE CALAIS A
PARTIR DES DONNEES SATELLITAIRES**



Soutenue le 17 mars 1992 devant la commission d'examen:

Membres du jury

M.	M. GLASS	Professeur, Université de Paris XIII	Président
M.	Y. FOUQUART	Professeur, Université de Lille I	Rapporteur
M.	D. GUEDALIA	Directeur de Recherches, CNRS, LA, Toulouse	Rapporteur
M.	J.C. BURIEZ	Professeur, Université de Lille I	Membre
M.	C. DUEE	Ingénieur en Chef de la Météorologie, directeur du SMIRN	Membre

030 036032 2

U.F.R. de Physique Fondamentale
LABORATOIRE D'OPTIQUE ATMOSPHERIQUE

à mes parents

Remerciements

Ce travail a été effectué au Laboratoire d'Optique Atmosphérique de l'Université des Sciences et Technologies de Lille, dirigé par Monsieur M. Herman, Professeur. Je tiens à le remercier de m'avoir accueillie dans son laboratoire.

Je tiens à témoigner toute ma gratitude à mon Directeur de Recherche Monsieur J.C. Buriez, Professeur. Par sa constante disponibilité, alliant la rigueur du raisonnement scientifique à une grande cordialité, il m'a permis de réaliser cette thèse dans des conditions de travail idéales.

Je suis très honorée que Monsieur M. Glass, Professeur, ait accepté de présider mon jury de thèse. Qu'il en soit remercié sincèrement.

Mes vifs remerciements vont également à Monsieur D. Guédalia, Directeur de Recherches, et à Monsieur Y. Fouquart, Professeur, pour l'intérêt constant qu'ils ont porté à l'ensemble de mon travail et pour l'honneur qu'ils m'ont fait en acceptant de le rapporter.

Je suis très reconnaissante à Monsieur C. Duée, Directeur du SMIRN, d'avoir bien voulu juger mon travail.

Je tiens à remercier toutes les personnes qui m'ont apporté leur aide au cours des différentes étapes de mon travail. Je citerai en particulier: Monsieur C. Devaux pour ces précieuses mesures d'aérosols, Madame C. Brogniez pour les données d'ozone provenant de SAGE II, Monsieur R. Santer pour ces conseils concernant l'étalonnage des capteurs satellitaires, Monsieur B. Bonnel pour son assistance informatique, Monsieur P. Dubuisson pour la mise au point du logiciel des Ordonnées Discrètes et Monsieur J.C. Roger pour la patience dont il a fait preuve pour m'initier à une utilisation "intelligente" d'un Macintosh.

Je voudrais également remercier Monsieur J.C. Vanhoutte qui a eu la lourde tâche d'assurer le bon fonctionnement des mesures in-situ. A ce propos, je ne peux oublier de remercier sincèrement toutes les personnes qui m'ont relayé pendant la campagne de mesures, acceptant de passer de longues nuits blanches à attendre (souvent en vain) l'arrivée du brouillard.

Enfin, je tiens à exprimer toute ma gratitude et ma sympathie à l'ensemble des membres du LOA grâce à qui ces années de labour se sont déroulées dans un cadre chaleureux et accueillant.

Résumé:

Contribution à l'étude du brouillard dans la région Nord-Pas de Calais à partir des données satellitaires.

Le travail reporté dans cette thèse fait partie d'un ensemble d'études sur les brouillards radiatifs. Ces études, coordonnées par un Groupement Scientifique, ont pour but l'amélioration de la prévision des brouillards denses sur la région Nord de la France. Dans le cadre de ce Groupement Scientifique, notre travail a consisté en l'étude des hétérogénéités spatio-temporelles du brouillard et de la surface.

La première partie est consacrée au problème de la détection des brouillards nocturnes. Afin de déterminer l'extension spatiale de ces brouillards (les plus fréquents et les plus dangereux) à partir des données enregistrées par le radiomètre AVHRR embarqué sur les satellites de la NOAA, nous avons utilisé deux méthodes indépendantes et complémentaires: l'une basée sur les variations spectrales des propriétés optiques du brouillard et de la surface, l'autre sur l'homogénéité spatiale du brouillard. Grâce à ces méthodes, nous avons pu réaliser une première cartographie de la fréquence d'apparition du brouillard en un point donné.

Dans la deuxième partie, nous avons développé une méthode permettant de déterminer l'épaisseur optique d'un brouillard diurne à partir des luminances visible et proche infra-rouge enregistrées par AVHRR. L'épaisseur optique est un paramètre qui joue un rôle essentiel dans l'équilibre thermodynamique du brouillard et qui conditionne en particulier le moment de la dissipation de ce brouillard. La méthode utilisée dans ce chapitre prend en compte de façon réaliste l'anisotropie de la réflectance du brouillard et les effets perturbateurs de l'atmosphère et de la surface.

Dans le dernier chapitre, nous avons réalisé la cartographie de l'albédo de surface et de l'indice de végétation sur la région Nord-Pas de Calais à partir d'une scène enregistrée par le satellite Landsat (30 mètres de résolution). Ces paramètres permettront de préciser les conditions de surface dans la future version opérationnelle du modèle de prévision du brouillard. Ils permettront ainsi de tenir compte des hétérogénéités spatiales de la région Nord de la France.

Abstract:

Contribution to fog study in the Northern of France from satellite data.

The presence of fog has serious harmful effects on road and marine transport and air navigation. Our work is included in a general fog study which main goal is the improvement of its forecast in the Northern region of France. In this thesis, we study fog and surface spatio-temporal heterogeneities.

First part of this work is devoted to night fog location. Determination of fog spatial extension during night from AVHRR/NOAA data is made with i) a multispectral method and ii) a method based on spatial homogeneity of fog. With these methods, we realized a frequency map of fog in the Northern region of France.

In the second part of this thesis, we developed a method of fog optical thickness retrieval from AVHRR visible and near-infrared radiances during the day. We use a radiative transfer code which is able to compute radiances in layered scattering media: this code take into account anisotropy of fog reflectance and influence of both atmosphere (absorption and scattering) and surface reflectance.

In the last part, we realized albedo and vegetation index maps in the Northern region of France. This maps derived from Landsat data (30 meters resolution) will be used in the numerical fog forecasting model to precise spatial heterogeneities of land parameters.

SOMMAIRE

	page
<u>INTRODUCTION</u>	2
<u>CHAPITRE I:</u>	
Détection de l'extension spatiale d'un brouillard nocturne.	7
1) Introduction.	7
2) Méthodes monospectrales.	10
2.1) Méthode de seuil en température apparente.	10
2.2) Méthode de seuil en variance spatiale.	16
3) Méthode multispectrale.	19
3.1) Principe de la méthode.	19
3.2) Application.	38
4) Validation et application.	41
4.1) Validation: campagne "Lille 88".	41
4.2) Evolution du brouillard du 30 novembre 1989 au 2 décembre 1989.	47
5) Test de cohérence.	55
6) Conclusion.	59
<u>CHAPITRE II:</u>	
Détermination de l'épaisseur optique d'une nappe de brouillard.	60
1) Introduction.	60
2) Données.	62
2.1) Données satellitaires.	62
2.2) Mesures effectuées au sol.	65
3) Codes radiatifs.	65
3.1) Calcul des flux.	65
3.2) Calcul des luminances.	66
4) Sensibilité aux différents paramètres.	67
4.1) Influence de l'absorption gazeuse.	68
4.2) Influence des aérosols.	70
4.3) Influence de la taille des gouttes du brouillard.	72
4.4) Influence de la réflectance du sol.	74
4.5) Précision de l'inversion.	76
5) Résultats et validation.	78
5.1) Résultats.	78
5.2) Comparaison aux données pylône.	80
6) Discussion et conclusions.	83

CHAPITRE III:

Détermination des paramètres de surface du Nord de la France.	101
1) Introduction.	101
2) Variabilité spatiale des paramètres de surface de la région Nord-Pas de Calais.	103
2.1) Data: Landsat 5-TM.	103
2.2) Etalonnage.	104
2.3) Correction atmosphérique.	105
2.4) Albédo de surface.	110
2.5) Indice de végétation normalisé.	119
2.6) Conclusion.	126
3) Variabilité temporelle des paramètres de surface de la région Nord-Pas de Calais.	126
3.1) Data: NOAA11/AVHRR.	126
3.2) Etalonnage.	128
3.3) Correction atmosphérique.	128
3.4) Albédo de surface.	133
3.5) Indice de végétation normalisé.	137
4) Conclusion.	139

<u>CONCLUSION</u>	142
--------------------------	-----

<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	144
-----------------------------	-----

<u>ANNEXE</u>	153
----------------------	-----

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Le brouillard est une source importante de nuisances pour la navigation aérienne, les transports routiers et maritimes: il cause de multiples retards et est responsable de nombreux accidents.

Depuis 1982, les recherches fondamentales sur le brouillard se sont intensifiées, encouragées par le CNRS, par l'intermédiaire du PIREN (Programme Interdisciplinaire de Recherche sur l'ENvironnement). La Direction de la Météorologie Nationale (DMN) a été saisie en 1983 d'une demande de la Direction de la Sécurité et de la Circulation Routière concernant la prévision des brouillards denses afin d'améliorer la sécurité sur les réseaux routiers.

La région Nord-Pas de Calais étant l'une des régions de France où la fréquence des brouillards denses est la plus élevée, la signature d'un contrat de plan entre l'Etat et le Conseil Régional en 1984, a permis de lancer une action de recherche sur la formation du brouillard. Ce contrat a financé notamment l'installation d'un site expérimental de mesures situé à Carnin (50.52° N, 2.97° E) près de Lille. Sur ce site est implanté un mât de 80 mètres spécialement instrumenté pour l'étude du brouillard.

L'ensemble de ces actions a conduit à la création en 1987 d'un Groupement Scientifique "Brouillard", regroupant le CNRS, la DMN et la région Nord-Pas de Calais. Les objectifs de ce Groupement Scientifique sont de comprendre les processus physiques qui régissent la formation et l'évolution du brouillard afin de parvenir à les modéliser et ainsi améliorer la prévision des brouillards denses.

INTRODUCTION

Jusqu'à présent, la formation du brouillard était en effet mal prévue par les modèles numériques de prévision du temps et ce pour deux raisons principales: premièrement, à cause d'une relative méconnaissance des processus physiques intervenant dans l'évolution du brouillard; deuxièmement, par le fait de la mauvaise discrétisation spatiale des modèles de prévision: ceux-ci comportent des mailles trop étendues pour modéliser convenablement la formation/dissipation du brouillard, phénomène qui reste généralement extrêmement local. L'amélioration de la prévision du brouillard doit donc passer par l'élaboration d'un modèle ayant une meilleure résolution spatiale et capable de décrire de façon réaliste les processus physiques qui régissent l'évolution du brouillard.

Les brouillards se forment en général pendant la nuit: par ciel clair, le refroidissement radiatif du sol entraîne par conduction thermique, le développement d'une inversion de température dans les premiers mètres de l'atmosphère. C'est dans cette couche d'air stabilisée par le gradient de température qui y règne, que va pouvoir se développer le brouillard dit de rayonnement.

Afin que des gouttelettes d'eau liquide puissent se former dans cette couche, la température de l'air doit évidemment y être assez basse pour que le seuil de saturation soit atteint. Mais cette condition nécessaire n'est pas suffisante: la présence de noyaux de condensation est en effet indispensable pour déclencher l'agglomération de ces gouttes. Le spectre granulométrique des gouttelettes d'eau va ainsi dépendre directement de celui des noyaux de condensation (Hudson, 1980).

L'évolution du brouillard (notamment son contenu en eau liquide) est ensuite régie par l'équilibre entre le taux de condensation et les pertes par sédimentation (Bott et al, 1990).

INTRODUCTION

Dans le cadre du Groupement Scientifique, le Laboratoire d'Aérodologie de l'Université de Toulouse développe actuellement un modèle de prévision du brouillard à une dimension (Bergot et Guédalia, 1991). Compte tenu de l'importance de la microphysique dans l'évolution du brouillard, ce modèle de couche limite nocturne comprend, outre les équations classiques d'échanges thermodynamiques, turbulents, et radiatifs, un schéma microphysique explicite permettant de simuler la croissance des gouttelettes d'eau à partir des noyaux de condensation. Ce modèle tient également compte des échanges radiatifs de ces gouttes avec l'air environnant. La prise en compte des advections peut être réalisée en couplant ce modèle unidimensionnel aux champs méso-échelle délivrés par le modèle à aire limitée de la Météorologie Nationale PERIDOT (Prévision à Echéance Rapprochée Intégrant des Données Observées et Télédéteçtées).

Le modèle de prévision du brouillard permet à présent de reproduire avec plus ou moins de précision, les évènements "brouillards" qui ont été enregistrés sur le site instrumenté de Carnin pendant la campagne de mesures intensive de l'hiver 1988. Quelques problèmes demeurent quant à la prévision de la structure verticale de la couche mais ce modèle est d'ores et déjà capable de prévoir non seulement l'apparition (ou la non apparition) du brouillard, mais également d'estimer le moment de sa formation. Il permet ainsi de bien décrire l'apparition du brouillard en un point géographique donné.

Dans cette thèse effectuée dans le cadre du Groupement Scientifique "Brouillard", nous complétons ces études locales par les données satellitaires. Les résultats encourageants du modèle de prévision proviennent en effet de mesures locales qui sont supposées représentatives de l'ensemble de la région Nord-Pas de Calais. Cependant, toute mesure ponctuelle in situ s'accompagne d'un problème de représentativité de cette mesure. Ceci est d'autant plus critique dans le cas du brouillard de rayonnement que la présence et l'intensité de celui-ci sont fortement dépendants de facteurs de surface

INTRODUCTION

locaux (rugosité, humidité...). L'utilisation parallèle des données satellitaires permet d'observer le brouillard sur une autre échelle et donne en particulier des informations sur l'évolution spatiale de toute la nappe. La télédétection permet ainsi de préciser les hétérogénéités spatiales du brouillard à l'échelle de toute la région Nord de la France.

Notre travail porte principalement sur deux points: d'une part la mise au point de méthodes permettant de détecter le brouillard et de déterminer ses propriétés optiques, d'autre part la détermination de paramètres représentatifs de l'état de la surface du Nord-Pas de Calais. Ces paramètres seront utilisés dans le modèle de prévision du brouillard afin de tenir compte des hétérogénéités spatiales de la région.

Dans la première partie, nous étudions les possibilités de détection des brouillards nocturnes. La majeure partie de la vie des brouillards se déroule en effet pendant la nuit et c'est alors, notamment au moment de leur formation, qu'ils sont le plus dangereux pour les transports routiers et aériens. C'est également durant la nuit que les brouillards sont le plus difficilement détectables. En effet, pendant la journée, les brouillards se distinguent aisément de la surface par leur réflectance nettement plus élevée que celle du sol; par contre la nuit, le brouillard étant par définition un phénomène avoisinant la surface, le sommet de la nappe ne présente généralement pas de différence de température appréciable avec la surface environnante. Parvenir à déterminer l'extension spatiale des brouillards nocturnes permet donc i) de mieux cerner les zones à risque où la fréquence des brouillards est la plus élevée et ii) de tester le modèle de prévision du brouillard en d'autres points géographiques que le site instrumenté de Carnin. Dans cette partie nous réalisons le suivi spatio-temporel d'une nappe de brouillard à l'aide d'une méthode de détection basée sur les variations spectrales des propriétés optiques du brouillard.

INTRODUCTION

La deuxième partie de cette thèse est consacrée à l'étude d'une des propriétés optiques essentielles du brouillard: nous développons une méthode de détermination de l'épaisseur optique du brouillard à partir des données enregistrées par les satellites pendant la journée. L'épaisseur optique est un paramètre lié à la visibilité à l'intérieur de la couche de brouillard, elle est de plus proportionnelle au contenu en eau liquide de la couche. C'est donc un paramètre qui joue un rôle essentiel dans l'équilibre thermodynamique du brouillard et qui conditionne en particulier le moment de la dissipation de ce brouillard. Après avoir détaillé et estimé les différentes incertitudes du problème, nous présentons les cartographies de l'épaisseur optique d'un événement de brouillard apparu sur le Nord de la France en février 1989.

Enfin, dans la dernière partie, nous déterminons des paramètres nécessaires à la description du couplage existant entre le sol et l'atmosphère. Les échanges radiatifs, thermiques et hydriques qui interviennent dans ce couplage jouent en effet un rôle non négligeable dans l'évolution spatiale et temporelle du brouillard. Le but de cette étude est de fournir au modèle de prévision du brouillard des paramètres représentatifs de l'état de la surface afin qu'il puisse prendre en compte de façon réaliste les hétérogénéités spatiales de la région Nord-Pas de Calais.

Dans ce dernier chapitre, nous réalisons la cartographie de deux paramètres accessibles par télédétection: l'albédo et l'indice de végétation. Ces paramètres, dont dépendent le taux de refroidissement et le bilan hydrique de la surface, permettront de préciser les conditions de surface dans la future version opérationnelle du modèle de prévision du brouillard.

CHAPITRE I

CHAPITRE I

Détection de l'extension spatiale d'un brouillard nocturne.

1) Introduction.

Dans la plupart des cas, la majeure partie de la "vie" d'un brouillard radiatif se déroule la nuit. La formation d'un brouillard radiatif est en effet liée au développement d'une inversion de température dans les plus basses couches de l'atmosphère. De telles inversions apparaissent la nuit, par ciel clair, lorsque le sol se refroidit par rayonnement plus vite que l'air qui le surmonte. Il se forme alors, près de la surface, une couche d'air froid de gradient thermique stable et de faible turbulence, dans laquelle le brouillard peut se développer si le refroidissement nocturne est assez important pour provoquer la condensation de la vapeur d'eau présente dans la couche.

Une fois formé, le brouillard peut se dissiper si les conditions météorologiques varient au cours de la nuit : advection d'une masse d'air plus sèche, augmentation du vent au sol, arrivée de nuages freinant le refroidissement. Mais, si la masse d'air reste la même, le brouillard persistera en général au moins jusqu'au matin.

Lorsque le soleil se lève, la surface se comportant quasiment comme un corps noir, se réchauffe. L'augmentation de la température du sol entraîne l'apparition d'un gradient de température instable s'accompagnant d'une turbulence verticale accrue, ce qui provoque la dissipation du brouillard. Cette dissipation peut néanmoins ne pas se produire si le réchauffement du sol n'est pas assez important. Ceci s'observe notamment quand le soleil reste bas sur l'horizon en hiver et que la couche de brouillard est

optiquement épaisse, ou encore, lorsque des nuages sont présents au dessus de la couche de brouillard et interceptent une grande partie du rayonnement solaire.

Les brouillards radiatifs étant ainsi principalement des phénomènes nocturnes, nous avons étudié dans ce chapitre les problèmes liés à leur identification sur les images satellitaires enregistrées pendant la nuit.

Dans une première approche du problème, nous avons testé la méthode généralement employée pour détecter les nuages. Cette méthode monospectrale est basée sur la différence de température apparente entre le sommet du nuage et la surface. Compte tenu du profil de température existant dans la troposphère, cette méthode est d'autant plus efficace que le nuage se trouve à une altitude élevée. Cette méthode de seuil est ainsi moins adaptée à la détection des brouillards qui sont des phénomènes avoisinant la surface et dont la température est très proche de celle du sol.

La deuxième méthode de détection présentée ici est basée sur l'homogénéité spatiale du sommet des nappes de brouillard, comparée à celle de la surface. Le phénomène du brouillard se caractérise en effet par une turbulence interne faible qui tend à homogénéiser la couche. Vue depuis satellite, une nappe de brouillard devrait donc présenter une variabilité spatiale plus faible que celle du sol.

Enfin, nous présentons une méthode de détection multispectrale basée sur la variation de l'émissivité du brouillard (ou plus généralement d'un nuage) avec la longueur d'onde. Hunt (1973) a en effet montré, à partir de calculs théoriques, que l'émittance d'une couche nuageuse homogène est notablement plus faible à 3.5 et 3.8 μm qu'à 11 μm . Eyre et al (1984) se sont appuyés sur cette différence d'émissivité dans les canaux 3 (à 3.7 μm) et 4 (à 11 μm) de AVHRR (Advanced Very High Resolution

Radiometer) pour développer une méthode permettant de distinguer le brouillard nocturne des surfaces de terre ou de mer. L'algorithme revient à faire apparaître sur l'image traitée, un brouillard d'autant plus intense que la différence entre les températures radiatives T_3 et T_4 (mesurées dans les canaux 3 et 4) est importante: pas de brouillard si $T_3 - T_4 > -0.5$ K et brouillard dense si $T_3 - T_4 < -2.5$ K.

Plusieurs algorithmes automatiques de détection de nuages utilisent cette méthode multispectrale pour détecter le brouillard et les stratus bas: Saunders et Kriebel (1988) pour leur traitement APOLLO (AVHRR Processing Over Land cLoud and Ocean) utilisent un seuil de -1 K sur la différence $T_3 - T_4$ afin de détecter le brouillard nocturne. De même, l'algorithme développé au Centre de Météorologie Spatiale de Lannion (Derrien et al, 1990) identifie le brouillard et les stratus lorsque la différence $T_3 - T_4$ est inférieure à un seuil de -1.5 K.

Il faut noter que si cette méthode de détection permet de distinguer le brouillard du sol, elle ne permet pas de différencier le brouillard des stratus bas. Ces nuages ont en effet les mêmes caractéristiques physiques que le brouillard; seul le fait que leur base n'atteint pas le sol les distingue de ce dernier.

Cette méthode de détection déjà utilisée de façon opérationnelle présente toutefois l'inconvénient d'utiliser les mesures du canal 3 (centré sur $3.7 \mu\text{m}$) de AVHRR. Le capteur est en effet sujet à un vieillissement rapide qui dégrade le signal et rend l'utilisation des données d'autant plus délicate que le satellite séjourne depuis longtemps dans l'espace. Nous verrons dans ce chapitre, les problèmes posés par cette dégradation du signal à $3.7 \mu\text{m}$, ainsi que les traitements qui permettent d'améliorer la qualité de l'information contenue dans ce canal.

La méthode de détection multispectrale étant nettement la plus précise, nous l'appliquons - en utilisant de façon complémentaire les informations données par

l'analyse de la variabilité spatiale- aux brouillards apparus pendant la campagne de mesures intensives qui s'est déroulée pendant l'hiver 1988. Les résultats sont confrontés aux données météorologiques in situ.

Après cette validation, nous montrons un exemple de suivi de l'évolution d'une nappe de brouillard, ainsi que les résultats comparés des méthodes de détection par analyse multispectrale et analyse de la variabilité spatiale.

2) Méthodes monospectrales.

2.1) Méthode de seuil en température apparente.

Si les brouillards persistant pendant la journée sont aisément identifiables depuis satellite (tout au moins en l'absence de nuages) par leur réflectance nettement plus élevée que celle du sol, il n'en est pas de même pour les brouillards nocturnes. L'épaisseur d'une couche de brouillard dépassant rarement 200 mètres, il n'y a pas de différence de température significative entre le sommet de la couche et le sol. La présence du brouillard provoque en effet un réchauffement des plus basses couches de l'atmosphère par l'intermédiaire de l'absorption du rayonnement infra-rouge par les gouttelettes d'eau. Ce réchauffement, qui s'accompagne d'un refroidissement du sommet de la nappe de brouillard, entraîne des échanges turbulents qui tendent à homogénéiser la température sur toute l'épaisseur de la couche.

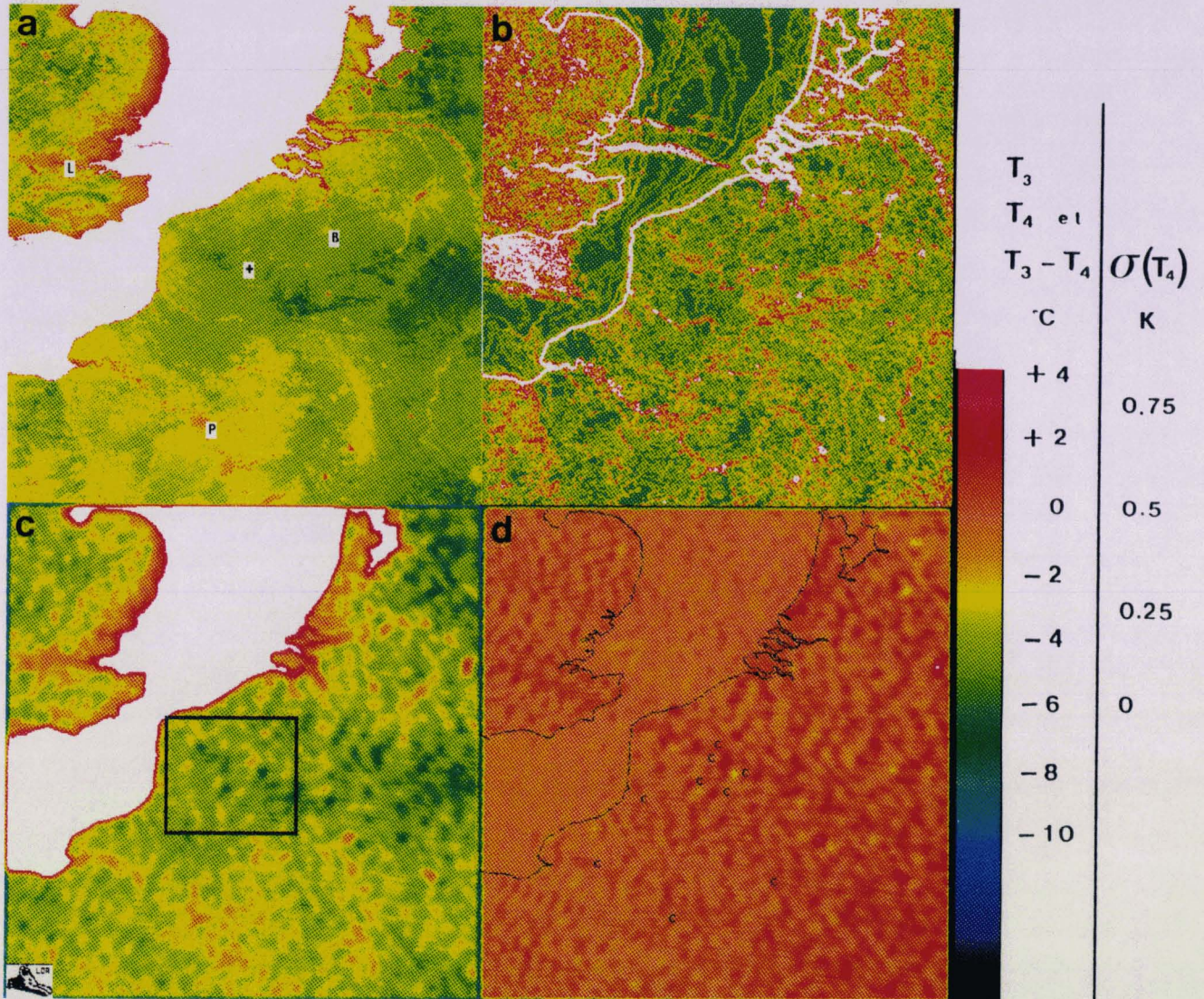
L'utilisation d'une méthode de seuil monospectrale couramment employée pour détecter les nuages lorsque leur température est nettement inférieure à celle du sol, se révèle ainsi rarement applicable dans le cas du brouillard. Ce fait est illustré sur les figures 1a, 2a et 3a (les figures b, c et d seront explicitées dans la suite). Les figures "a" proviennent

de scènes enregistrées à 11 μm dans le canal 4 du radiomètre AVHRR embarqué sur les satellites de la NOAA. Ce canal étant placé dans une fenêtre atmosphérique, la température apparente mesurée depuis satellite est proche de la température radiative de la surface; de plus, le capteur propre à ce canal n'est pas sujet au vieillissement rapide qui dégrade l'information dans le canal à 3.7 μm .

Les figures 1, 2 et 3 correspondent à des images enregistrées respectivement le 4 novembre 1988 à 5h30 TU (NOAA9), le 7 novembre 1988 à 4h50 TU (NOAA9) et le 2 décembre 1989 à 3h00 TU (NOAA 11). Ces images sont directement codées en température de brillance par le SATMOS (Service d'Archivage et de Traitement Météorologique des Observations Spatiales). Nous les avons corrigées des effets panoramiques dûs au large champ de visée de AVHRR, et rectifiées géométriquement en projection de Mercator afin de les rendre superposables. Les villes Paris (P), Bruxelles (B) et Londres (L), ainsi que le pylône instrumenté (+) sont indiqués sur ces figures.

La première scène (figure 1) correspond à une situation de ciel clair alors que pour les deux autres scènes, une nappe de brouillard était présente sur le Nord de la France. La ligne oblique qui traverse la figure 2 correspond à un défaut d'enregistrement des données; sa courbure est due au redressement géométrique de l'image.

Les données des différentes stations météorologiques de la région sont reportées dans le tableau 1 pour les deux premières figures. Pour la figure 3, les données dont nous disposons indiquent que le brouillard était présent sur le site du pylône instrumenté et à Cambrai; les stations de Paris et de Boulogne indiquent que le ciel était clair.

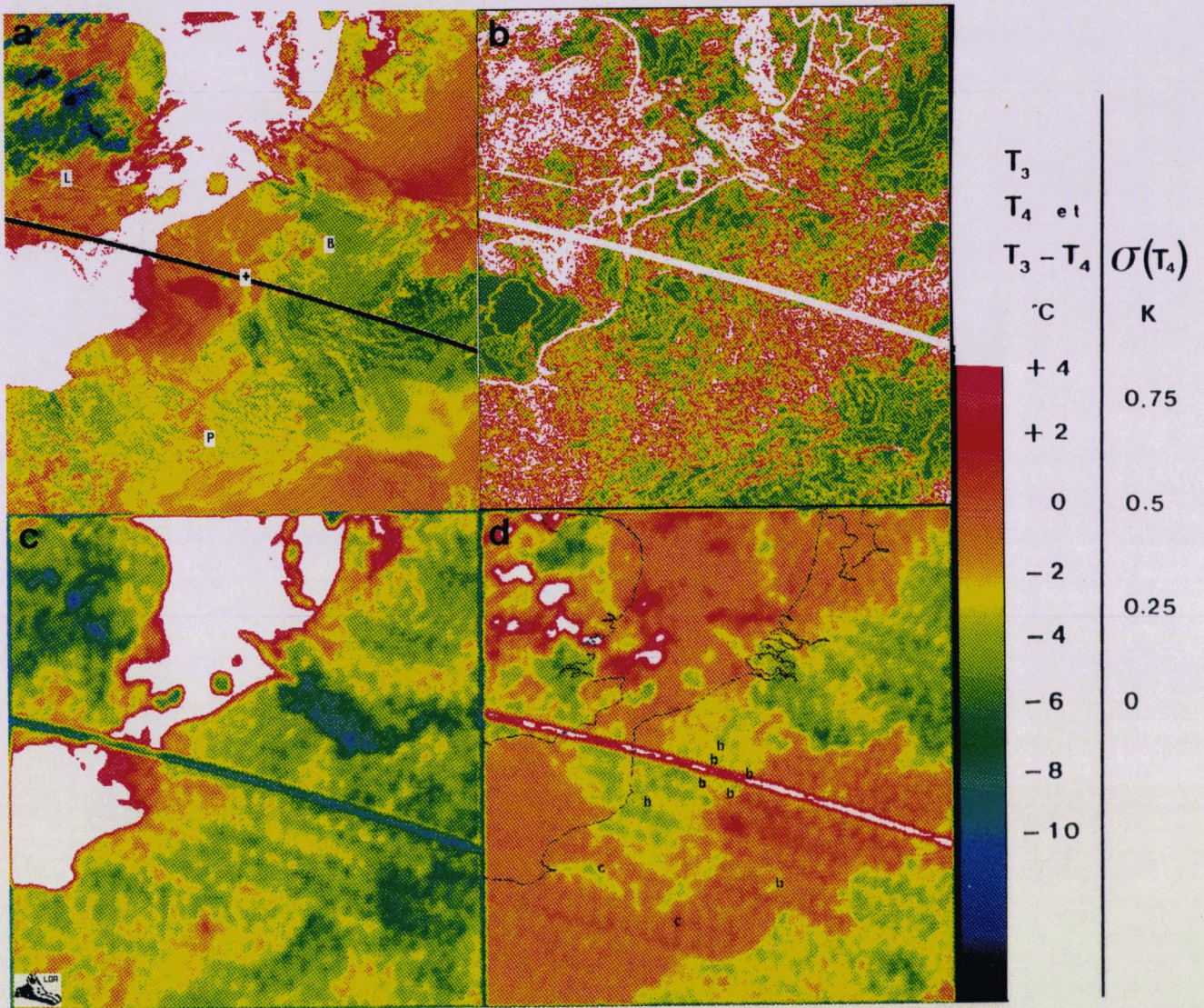


1a 1b
1c 1d

Figure 1:

Scène enregistrée par AVHRR (NOAA9) le 4 novembre 1988 à 5h30 TU.

- a) Température apparente à 11 μm (T_4)
- b) Ecart-type de la température apparente à 11 μm ($\sigma(T_4)$)
- c) Température apparente à 3.7 μm (T_3)
- d) Différence de températures apparentes à 3.7 et 11 μm ($T_3 - T_4$)

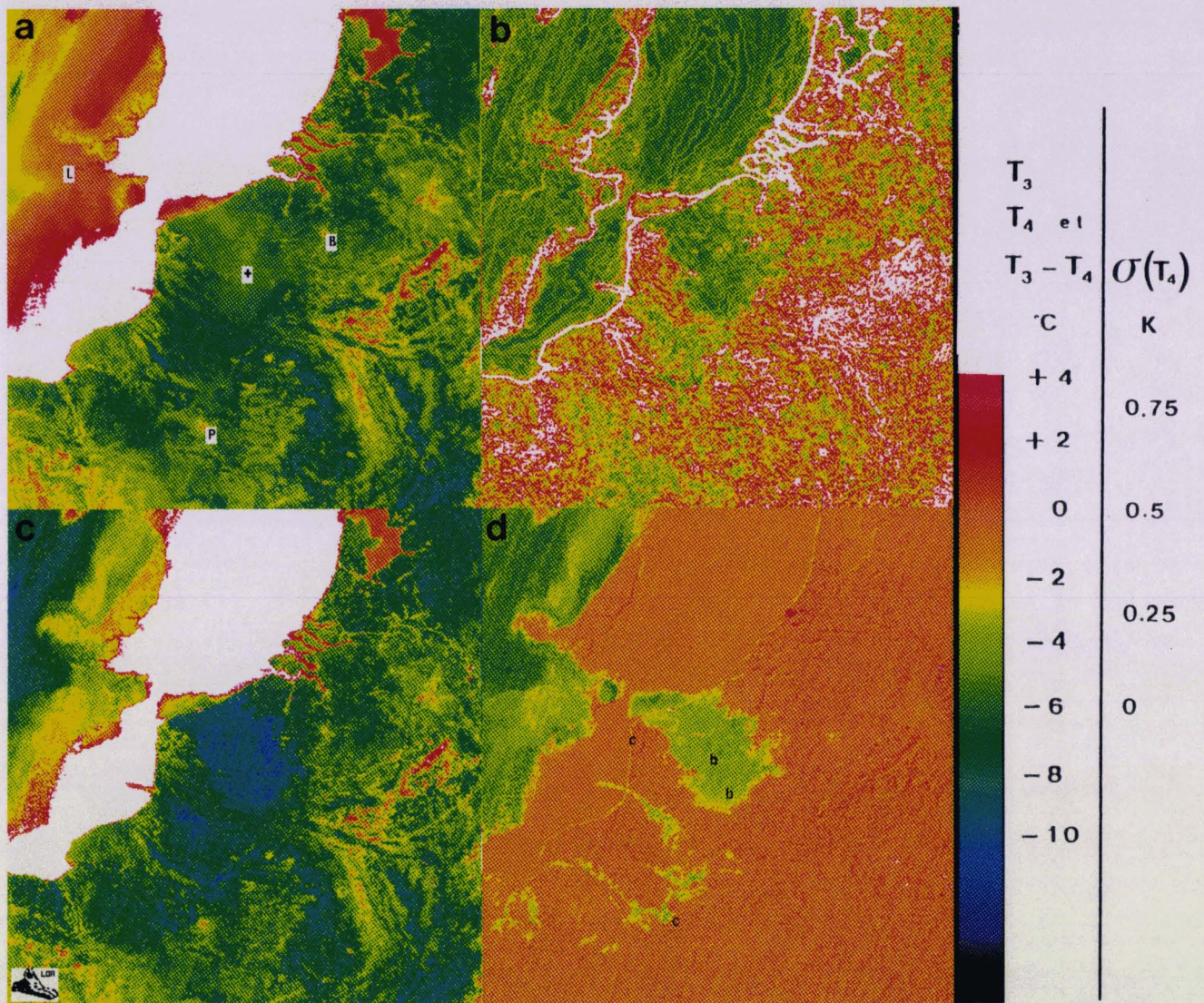


2a 2b
2c 2d

Figure 2:

Scène enregistrée par AVHRR (NOAA9) le 7 novembre 1988 à 4h50 TU.

- a) Température apparente à 11 μm (T_4)
- b) Ecart-type de la température apparente à 11 μm ($\sigma(T_4)$)
- c) Température apparente à 3.7 μm (T_3)
- d) Différence de températures apparentes à 3.7 et 11 μm ($T_3 - T_4$)



3a 3b
3c 3d

Figure 3:

Scène enregistrée par AVHRR (NOAA11) le 2 décembre 1989 à 3h00 TU.

- a) Température apparente à 11 μm (T_4)
- b) Ecart-type de la température apparente à 11 μm ($\sigma(T_4)$)
- c) Température apparente à 3.7 μm (T_3)
- d) Différence de températures apparentes à 3.7 et 11 μm ($T_3 - T_4$)

Tableau 1: Informations météorologiques in situ correspondant aux figures 1, 2 et 10.

(V = visibilité au sol)

	4/11/88 5h30	7/11/88 4h50	22/11/88 3h50	22/11/88 5h30
pylône	ciel clair ?	brouillard V = 85 m	brouillard déposant du givre V = 335 m	brouillard déposant du givre V = 530 m
Lesquin	ciel clair, gelée blanche V = 10 km	brouillard V = 80 m	brouillard déposant du givre V = 200 m	brouillard déposant du givre V = 150 m
Cambrai	ciel clair V = 12 km	brouillard V = 30 m	?	brouillard déposant du givre V = 50 m
Arras	brume $1 \leq V < 3$ km	brouillard $50 \leq V < 100$ m	brume $1 \leq V < 3$ km	brume $1 \leq V < 3$ km
Valenciennes	ciel clair V > 10 km	brouillard $25 \leq V < 50$ m	brume $1 \leq V < 3$ km	brouillard $100 \leq V < 150$ m
Abbeville	ciel clair V = 4 km	brouillard V = 10 m	?	brouillard V = 10 m
Rouen	ciel clair V = 20 km	brume V = 1.5 km	?	brouillard V = 20 m
Reims	ciel clair, gelée blanche V = 9 km	brouillard déposant du givre V = 30 m	ciel clair, gelée blanche V = 8 km	ciel clair, gelée blanche V = 8 km
Paris	ciel clair V = 8 km	brume V = 2.5 km	ciel clair, gelée blanche V = 9 km	ciel clair, gelée blanche V = 7 km

L'examen des figures "a" montre la difficulté de détecter une nappe de brouillard dont la température apparente est très proche de celle de la surface. Il est en effet difficile de délimiter l'étendue spatiale de la nappe sur les figures 2a et 3a, et la situation de ciel clair (figure 1a) ne diffère pas notablement des situations où le brouillard est présent sur la région.

On peut néanmoins noter que l'avancée du brouillard sur la mer (figures 2a et 3a) se

distingue assez aisément car la mer est nettement plus chaude (≈ 10 °C, codée en blanc) que le brouillard. Cette avancée du brouillard sur la mer peut permettre par extrapolation de connaître approximativement la position de la nappe de brouillard sur le continent. On remarque en effet sur la figure 2a, qu'il n'y a pratiquement pas de discontinuité de température entre le brouillard empiétant sur la mer et la surface avoisinante du Nord de la France. Les zones de températures relativement élevées ($\approx +2$ à $+4$ °C, codées en rouge) qui apparaissent sur cette figure 2a correspondent ainsi probablement à des zones de brouillard. Mais il n'est pas vraiment possible, avec cette seule figure codée en température apparente, de situer avec précision les limites du brouillard.

Le problème est encore plus critique sur la figure 3a: en effet pour cette scène, bien que l'avancée du brouillard sur la mer soit encore une fois bien apparente, il est pratiquement impossible de délimiter la nappe de brouillard sur le continent: le sommet de la nappe de brouillard et le sol ont quasiment la même température apparente à la longueur d'onde de $11 \mu\text{m}$.

Cette méthode monospectrale de seuil ne permettant pas de détecter de façon fiable les brouillards nocturnes au dessus de la terre, nous nous sommes intéressés non plus aux valeurs des températures apparentes à $11 \mu\text{m}$, mais à la variabilité spatiale de ces températures.

2.2) Méthode de seuil en variance spatiale.

Les échanges turbulents qui règnent à l'intérieur d'une nappe de brouillard entraînent une homogénéisation de celle-ci par brassage de ses couches internes. De plus, en excluant les cas d'inversions de température très marquées au sommet de la couche, une nappe de brouillard ne peut en général persister que si cette turbulence est

modérée (sinon, il y a dissipation ou transformation du brouillard en stratus). On peut ainsi raisonnablement penser que, contrairement au sol, le sommet de la couche de brouillard ne présente pas de fortes variations spatiales de température. Nous avons donc essayé dans cette partie de détecter les brouillards nocturnes à l'aide d'une méthode basée sur la cohérence spatiale.

Afin de quantifier cette homogénéité, nous avons calculé l'écart-type de la température de brillance enregistrée à 11 μm par AVHRR:

$$\sigma_{I,J} = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=I-1}^{I+1} \sum_{j=J-1}^{J+1} (T_{i,j} - T_{I,J})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

Où I, J sont les coordonnées (ligne, colonne) du pixel central considéré (un pixel représente 1 à 5 km^2 selon l'angle de visée d'AVHRR), et i, j les coordonnées des N pixels voisins ($N= 8$). Ce calcul est réalisé sur l'image originale avant le traitement de rectification géométrique car ce traitement duplique ou supprime certains pixels afin de redresser géographiquement l'image. Les résultats correspondant aux images 1a, 2a et 3a sont reportés sur les figures 1b, 2b et 3b.

En examinant la figure 1b, qui correspond à une situation de ciel clair sur le Nord de la France, on remarque que l'écart-type de la température apparente varie de 0 à 0.3 K dans les plaines et de 0.3 à plus de 1 K sur les rivières et la côte. Ces faibles valeurs sont dues au relief assez uniforme de la région. Cette relative homogénéité de la température de la surface va rendre plus délicate la détection des brouillards nocturnes à partir de la variance spatiale.

Les figures 2b et 3b correspondent à une situation de brouillard sur le Nord de la

France. En comparant les figures 2a (température apparente à 11 μm) et 2b (écart-type correspondant), on observe qu'aux températures relativement élevées (-2 à +4 °C, codées en orange et en rouge sur la figure 2a) correspond généralement une faible variabilité spatiale: $\sigma \leq 0.3$ K. Par contre, les régions plus froides comme les Ardennes se caractérisent par une variabilité spatiale beaucoup plus importante (0.5 à 1 K). La figure 2b permet ainsi de compléter les informations contenues dans la figure 2a. En effet, les zones de forte variance spatiale ne peuvent guère correspondre à des zones de brouillard puisque la présence d'une couche de brouillard a plutôt tendance à diminuer la variabilité spatiale de la température apparente (*). Sur cette figure, les zones d'écart-type élevé, notamment la région proche du détroit du Pas de Calais, sont ainsi très probablement des zones sans brouillard.

La figure 3b permet de mieux apprécier l'apport d'une méthode de seuil en variance spatiale. En effet, sur cette figure les variances spatiales de la température sont particulièrement élevées sur presque toute la moitié nord de la France. Par contre, on observe sur la région Nord, une zone de variance plus faible aux contours relativement bien marqués. La comparaison de cette figure 3b avec la figure 3a (codée en températures apparentes), sur laquelle l'avancée du brouillard est bien visible, permet de penser que la zone spatialement très homogène présente sur la figure 3b correspond à l'étendue de la nappe de brouillard.

Mais ces résultats demeurent très approximatifs et ne permettent pas véritablement de conclure quant à la localisation du brouillard: En effet, si les zones de faible variabilité spatiale semblent pouvoir correspondre à l'extension spatiale du brouillard

(*) Ceci ne concerne que les terres émergées car la mer apparait encore plus homogène qu'une nappe de brouillard.

sur les figures 2 et 3, la figure 1b montre que des variances faibles peuvent s'observer sur la région même en absence de brouillard.

L'observation de variabilités spatiales faibles sur une zone géographique donnée ne suffit donc pas pour identifier une zone couverte de brouillard. Par contre, le brouillard ayant tendance à homogénéiser les températures apparentes, une zone de forte variabilité spatiale peut être considérée comme une zone ne contenant pas de brouillard.

Après avoir vu les limites des méthodes monospectrales, nous présentons la méthode de détection multispectrale basée sur les différences d'émissivités des nuages à 3.7 et 11 μm .

3) Méthode multispectrale.

Comme nous l'avons indiqué précédemment, la méthode multispectrale est utilisée de façon opérationnelle pour détecter le brouillard et les stratus bas. Mais, cette méthode a été développée de façon très empirique et nous allons détailler dans cette partie les raisons physiques qui la rendent particulièrement adaptée à la détection des nuages bas et en particulier du brouillard.

3.1) Principe de la méthode.

Pour détecter les brouillards nocturnes, nous utilisons les luminances enregistrées dans les canaux thermiques 3 et 4 du radiomètre AVHRR, canaux centrés sur 3.7 et 11 μm :

$$I_i = \frac{\int_0^{\infty} I_{\lambda} f_{\lambda}^i d\lambda}{\int_0^{\infty} f_{\lambda}^i d\lambda} \quad (2)$$

Où I_{λ} représente la luminance émergeant au sommet de l'atmosphère dans la direction du satellite à la longueur d'onde λ , et f_{λ}^i représente la fonction filtre du canal i ($i=3$ ou 4).

Les canaux 3 et 4 de AVHRR étant placés dans des fenêtres atmosphériques, nous supposons dans une première étape que le signal " I_i " enregistré par le satellite dans le canal i n'est pas affecté par la traversée de l'atmosphère claire. De plus, afin de mieux distinguer les différents processus physiques qui sont susceptibles de causer des écarts entre les températures radiatives enregistrées à 3.7 et 11 μm , nous commençons notre étude en supposant que la nappe de brouillard surmonte un sol de réflectance nulle (sol noir).

3.1.1) Couche de brouillard surmontant un sol noir
(en absence d'atmosphère claire).

Les propriétés optiques du brouillard et de la surface varient lentement en fonction de la longueur d'onde à l'intérieur de chacun des canaux 3 et 4. Dans ces conditions, le signal I_i qui serait enregistré dans le canal i au dessus d'une atmosphère limitée à une couche de brouillard surmontant un sol noir peut s'écrire:

$$I_i = B_i(T_i) = \epsilon_i B_i(T_b) + t_i B_i(T_s) \quad (3)$$

où chacune des quantités correspond à une valeur moyenne pondérée par la fonction

filtre du canal considéré. $B_i(T)$ est la fonction de Planck calculée sur la bande passante du canal i , associée à la température T , avec T_s la température de la surface et T_b la température du brouillard ou plus généralement d'un nuage. T_i est la température de brillance associée au canal i , ϵ_i et t_i sont respectivement l'émittance et la transmittance du brouillard dans le canal i .

Dans le cas d'un brouillard (phénomène avoisinant la surface), la température de la couche diffusante est pratiquement égale à celle de la surface: $T_b \approx T_s$. L'équation (3) devient donc, en tenant compte de la loi de Kirchoff ($\epsilon_\lambda + r_\lambda + t_\lambda = 1$):

$$B_i(T_i) \approx [1 - r_i] B_i(T_s) \quad (4)$$

où r_i est la réflectance de la nappe de brouillard dans le canal i .

Dans l'équation (4), on néglige l'influence de l'atmosphère et la réflectance de la surface de sorte que l'on retrouve bien en absence de brouillard ($r_i = 0$) la même température de brillance dans les 2 canaux 3 et 4 de AVHRR.

En présence de brouillard, la différence de température de brillance ($T_3 - T_4$) obtenue à partir des luminances mesurées dans les canaux 3 et 4 de AVHRR est directement liée à la différence de réflectance du brouillard r_i dans chacun des deux canaux.

Hunt (1973) a effectué des calculs théoriques de propriétés optiques de nuages à plusieurs longueurs d'onde. Il indique, pour des granulométries pouvant représenter un brouillard de 100 m d'épaisseur, des valeurs de réflectance de l'ordre de 0.10 à 3.7 μm et pratiquement égales à zéro à 11 μm . On peut noter que le fait que la réflectance du brouillard et celle du sol soient très faibles à 11 μm contribue (avec le fait que leurs températures soient proches) à ce qu'une nappe de brouillard soit quasiment indiscernable de la surface lorsque l'on observe uniquement les luminances enregistrées dans le canal 4 (cf partie 2.1)).

Les valeurs de réflectance données par Hunt entraînent, compte tenu de l'équation (4), que la température de brillance de la nappe de brouillard à $3.7 \mu\text{m}$ (T_3) est inférieure à sa température physique, alors qu'elles sont équivalentes à $11 \mu\text{m}$. On obtient donc pour les températures de brillance observées au dessus du brouillard: $T_3 < T_4$. Contrairement à la surface, une nappe de brouillard est donc vue différemment selon la longueur d'onde d'observation. C'est sur ce fait qu'est basée la méthode de détection multispectrale des brouillards nocturnes.

L'amplitude du signal ($T_3 - T_4$) étant directement liée à la réflectivité du brouillard, elle-même fortement dépendante des caractéristiques microphysiques du brouillard, nous avons cherché à connaître l'influence de la granulométrie de la nappe de brouillard sur la différence ($T_3 - T_4$).

i) Influence de la granulométrie du brouillard.

Nous avons calculé des valeurs de réflectance du brouillard à 3.7 et $11 \mu\text{m}$, à partir de données microphysiques enregistrées in situ pendant la campagne de mesures intensive "Lille 88". Les principales caractéristiques des granulométries utilisées, ainsi que les paramètres optiques obtenus à l'aide de la théorie de Mie sont reportés dans le tableau 2. Les constantes optiques de l'eau utilisées dans les calculs de Mie sont celles données par Downing et Williams (1975).

Tableau 2: Caractéristiques optiques et microphysiques des granulométries utilisées.

	N cm ⁻³	r _{eff} μm	W g.m ⁻³	V m	λ = 3.7 μm			λ = 11 μm		
					ω ₀	g	σ _e (m ⁻¹)	ω ₀	g	σ _e (m ⁻¹)
G1	187	11	0.425	67	.901	.818	7.1.10 ⁻²	.530	.933	5.4.10 ⁻²
G2	192	4.5	0.048	245	.963	.790	2.4.10 ⁻²	.370	.797	6.4.10 ⁻³
G12	1700	4.5	0.425	28	.963	.790	2.1.10 ⁻¹	.370	.797	5.6.10 ⁻²

où N est la concentration des gouttelettes d'eau, r_{eff} le rayon effectif de la distribution granulométrique (c'est à dire le rayon moyen des gouttes pondéré par leur surface) et W le contenu en eau liquide. V est la visibilité horizontale à l'intérieur de la couche de brouillard, obtenue avec la relation de Koschmieder (1924):

$$V = \frac{3.912}{\sigma_e(0.55)} \quad (5)$$

où σ_e(0.55) est le coefficient d'extinction à 0.55 μm (non reporté ici). Enfin, ω₀ est l'albédo de diffusion simple, g le coefficient d'asymétrie de la granulométrie et σ_e le coefficient d'extinction pour les longueurs d'onde centrales des canaux 3 et 4 de AVHRR.

La granulométrie "G1" (caractérisée par un nombre important de grosses gouttes) a été enregistrée pendant un épisode de brouillard dense (V=67 m), tandis que la granulométrie "G2" correspond à un brouillard beaucoup moins intense (V=245 m). Les spectres de gouttes de ces deux granulométries sont reportés sur la figure 4.

Afin de découpler les effets dus au rayon des gouttes de ceux dus au contenu en eau liquide, nous définissons la granulométrie "G12" à partir des deux granulométries précédentes: cette nouvelle granulométrie se caractérise par un rayon effectif de 4.5 μm (cf G2) et un contenu en eau liquide égal à 0.425 g.m⁻³ (cf G1). Elle est représentative d'un brouillard très dense: la visibilité horizontale correspondant à cette granulométrie est égale à 28 mètres. La concentration en gouttelettes d'eau de cette granulométrie G12

(créée à partir de G1 et G2) est également très importante: 1700 gouttes par cm^{-3} . Wobrock et al (1986) montrent que de telles concentrations peuvent se rencontrer dans des brouillards lorsque les noyaux de condensation sur lesquels se forment les gouttelettes d'eau sont très nombreux, ce qui est caractéristique des zones urbaines.

Une granulométrie "G21" qui correspondrait à un rayon effectif de $11 \mu\text{m}$ et contenu un en eau égal à 0.048g.m^{-3} , n'est pas étudiée ici. Une telle granulométrie semble en effet tout à fait irréaliste puisqu'elle correspondrait à une brume (visibilité de 600 m) formée de très grosses gouttes.

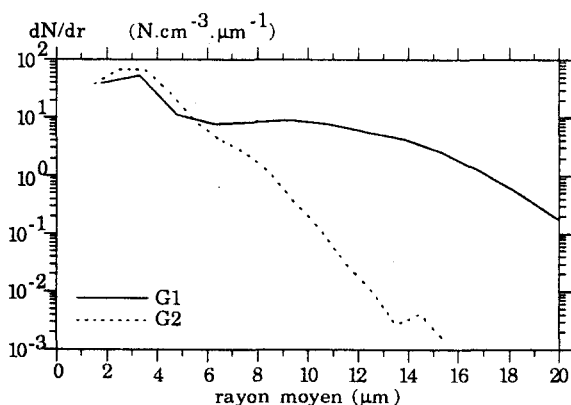
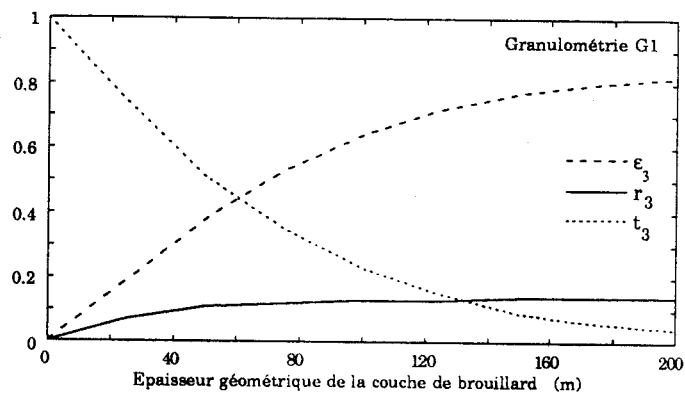


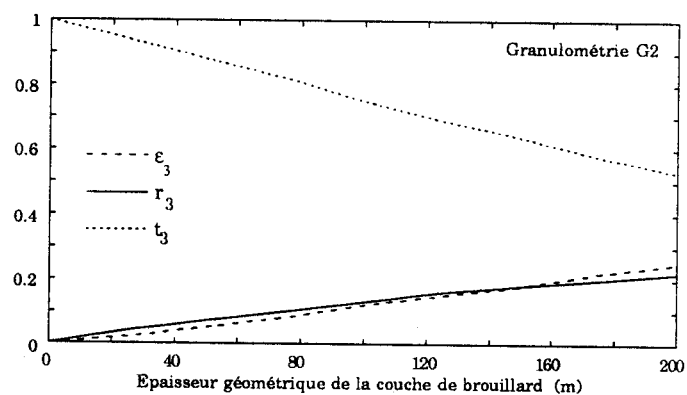
Figure 4: Spectres de gouttelettes du brouillard pour les granulométries G1 et G2.

Le calcul des réflectances, émittances et transmittances à 3.7 et $11 \mu\text{m}$ a été réalisé en utilisant la méthode des ordonnées discrètes (Chandrasekhar 1960, Stamnes et al 1988). Les résultats obtenus à 3.7 et $11 \mu\text{m}$, sont reportés sur les figures 5 abc et 6abc pour les trois granulométries, en fonction de l'épaisseur géométrique de la couche de brouillard. Les résultats présentés sur ces figures correspondent à une visée au nadir. Les valeurs de réflectances correspondant à des visées obliques sont reportées dans le tableau 3 pour une épaisseur géométrique de la couche de brouillard égale à 100 mètres (valeur réaliste pour les brouillards de rayonnement).

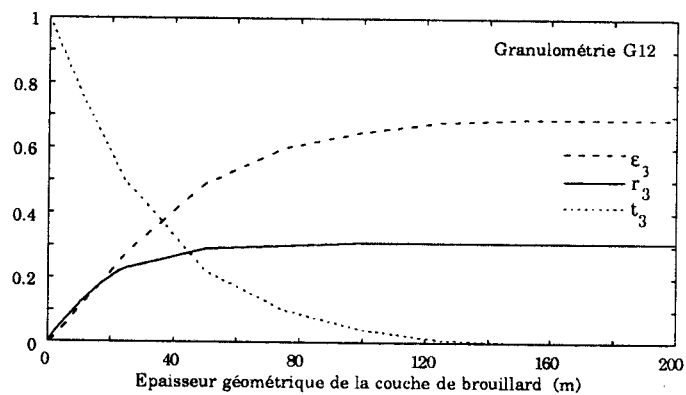
a)



b)

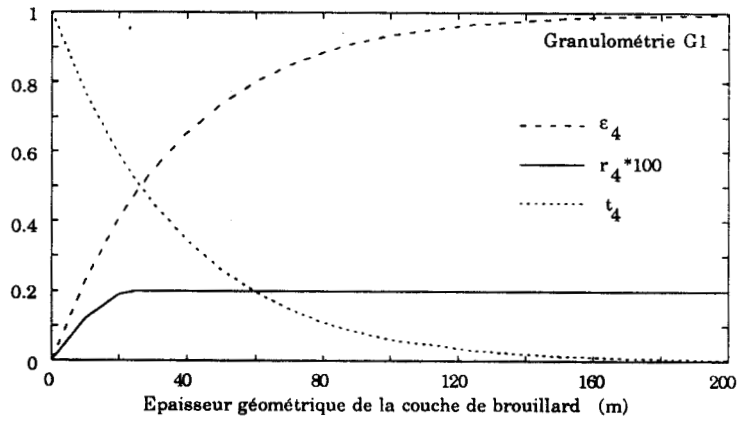


c)

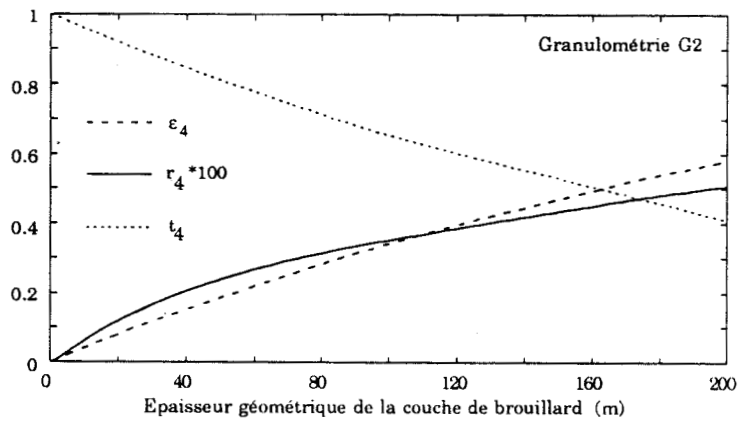


Figures 5 abc: Emittances, réflectances et transmittances à $3.7 \mu\text{m}$, d'une couche de brouillard d'épaisseur géométrique variable: Effet du rayon effectif et du contenu en eau liquide.

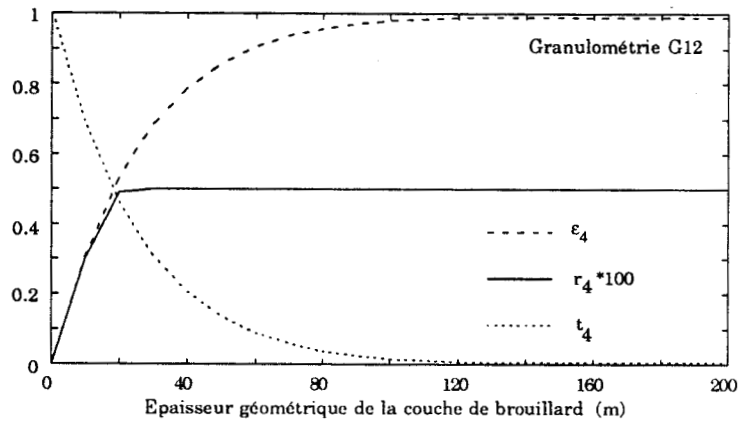
a)



b)



c)



Figures 6 abc: Idem figures 5 abc à 11 μm . (les réflectances sont multipliées par 100 sur ces figures).

Les figures 5 abc et 6abc permettent de mettre en évidence la dépendance de la réflectivité du brouillard avec le contenu en eau liquide et la distribution en taille des gouttes d'eau. On remarque tout d'abord, comme le signalait Hunt (1973), que les réflectances du brouillard sont pratiquement nulles à $11 \mu\text{m}$ ($\leq 0.5 \%$) alors qu'elles sont de l'ordre de 20% à $3.7 \mu\text{m}$. En pratique ceci implique, d'après l'équation 4, que la granulométrie du brouillard n'affecte que les données du canal 3 (dans le cas où le brouillard et la surface ont la même température).

- Rôle du contenu en eau liquide.

La dépendance de la réflectance du brouillard avec le contenu en eau liquide est obtenue en comparant les granulométries G2 et G12 (cf figures 5b et 5c). Ces deux granulométries ont en effet le même rayon effectif mais des contenus en eau liquide différents. Compte tenu de ces caractéristiques, les valeurs obtenues pour un brouillard de 200 m d'épaisseur avec la granulométrie G2 (figures 5b et 6b) sont équivalentes à celles d'un brouillard de 23 m d'épaisseur avec la granulométrie G12 (figures 5c et 6c). Pour une granulométrie de rayon effectif fixé ($r_{\text{eff}} = 4.5 \mu\text{m}$), la réflectivité d'une couche diffusante augmente avec son épaisseur optique avant de saturer. Ceci implique que la température apparente T_3 est d'autant plus faible que le brouillard est optiquement épais (cf équation 4). Les brumes et brouillards peu épais sont donc plus difficilement détectables que les brouillards plus denses.

-Rôle du rayon effectif.

L'influence du rayon effectif sur la réflectance, la transmittance et l'émittance du brouillard est indiqué sur les figures 5a et 5c. Ces figures correspondent en effet aux granulométries G1 et G12, qui ont le même contenu en eau liquide ($\text{LWC} = 0.425 \text{ g.m}^{-3}$) mais des rayons effectifs différents.

Pour un brouillard de contenu en eau liquide fixé, plus les gouttelettes d'eau sont grosses, plus le diagramme de diffusion est anisotrope et favorise la transmission vers l'avant au détriment de la réflexion: un brouillard formé de grosses gouttes a une réflectance plus faible qu'un brouillard formé de petites gouttes. En conséquence, pour un contenu en eau donné, la différence de température de brillance $T_3 - T_4$ est d'autant plus importante que la couche de brouillard est formée de petites gouttes.

A partir de l'équation (4) et des valeurs de réflectances déterminées précédemment, nous avons calculé les différences de températures apparentes à 3.7 et 11 μm , observables au dessus d'une nappe de brouillard surmontant un sol noir (l'effet de l'atmosphère est négligé dans cette partie). Ces valeurs sont reportées dans le tableau 3, pour un brouillard d'épaisseur géométrique égale à 100 mètres et pour les angles de visée extrêmes de AVHRR (0 et 60°). La température "vraie" du sol et du brouillard est fixée à 272 K (valeur réaliste pour les brouillards nocturnes hivernaux).

Compte tenu des simplifications effectuées dans cette partie, la différence $T_3 - T_4$ est nulle au dessus d'un sol noir. Par contre, au dessus d'un brouillard de 100 m d'épaisseur, les différences $T_3 - T_4$ varient de -3 à -10 K selon l'angle de visée et la granulométrie utilisée. Le brouillard se distingue donc assez aisément de la surface.

Le cas étudié dans cette partie étant un cas "idéal" (température du brouillard égale à celle de la surface, sol de réflectance nulle, influence de l'atmosphère négligeable), nous allons à présent détailler l'influence de ces différentes contributions sur la valeur de la différence $T_3 - T_4$.

Tableau 3: Valeurs théoriques des différences de températures apparentes observables au dessus d'un sol noir et de brouillards d'épaisseur géométrique égale à 100 m, avec et sans l'effet de l'atmosphère, pour deux angles extrêmes de visée. V: visibilité horizontale, r_3 et r_4 : réflectances de la cible à 3.7 et 11 μm , atmosphère = "Moyennes Latitudes Hiver" (Mc Clatchey et al, 1971), $T_{\text{sol}}=272.2\text{K}$.

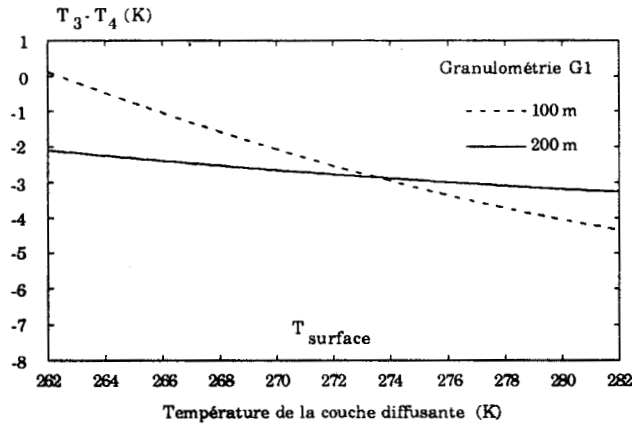
cible	θ_v (°)	r_3	r_4	$T_3 - T_4$ (K)	
				sans atmosphère	avec atmosphère
sol noir	0	0.00	0.00	0.0	-0.7
	60	0.00	0.00	0.0	-1.1
brouillard G1 V = 67 m	0	0.13	0.00	-2.7	-2.7
	60	0.23	0.01	-4.4	-4.1
brouillard G2 V = 245 m	0	0.13	0.00	-2.7	-2.7
	60	0.31	0.02	-5.9	-5.0
brouillard G12 V = 28 m	0	0.31	0.01	-6.5	-5.4
	60	0.44	0.02	-9.7	-7.3

ii) Influence d'une différence de température entre le sol et la couche de brouillard.

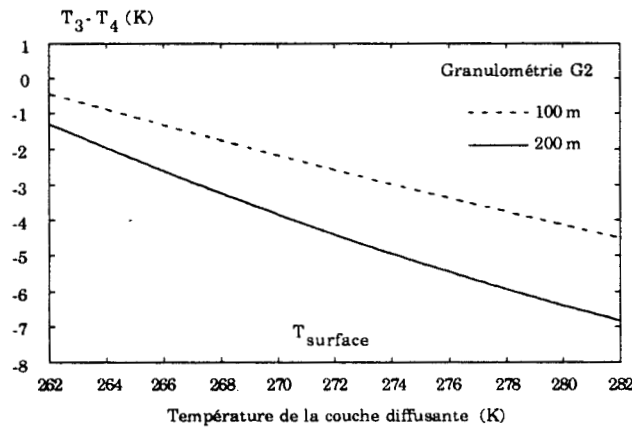
Dans le cas où la température de la couche diffusante n'est pas égale à celle de la surface, l'expression du signal enregistré par le satellite dans le canal i (équation 3) ne peut plus se simplifier pour donner l'équation 4 (où seule intervient la réflectivité du brouillard).

Nous avons tracé sur les figures 7 abc, les différences de températures $T_3 - T_4$ observables au nadir, au dessus d'une couche de brouillard de température T_b variable.

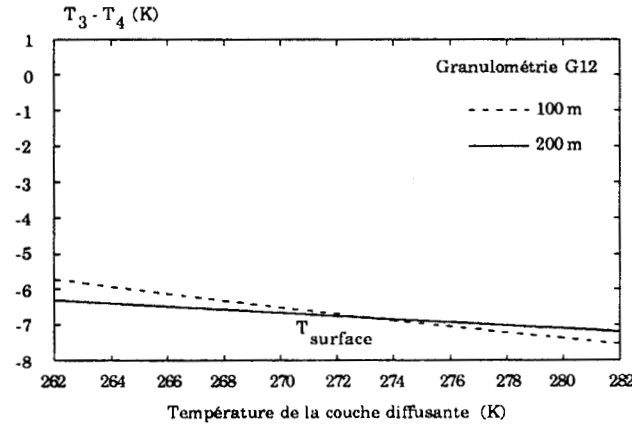
a)



b)



c)



Figures 7 abc: Différences de températures radiatives $T_3 - T_4$ observables au dessus de couches diffusantes de température variable et de différentes transmittances.

Ces différences ont été obtenues à l'aide de l'équation (3) à partir des valeurs d'émittance et de transmittance calculées à 11 et 3.7 μm (cf figures 5 abc et 6abc), pour une couche de brouillard d'épaisseur géométrique égale à 100 et 200 mètres. La température de la surface est fixée à 272 K et la température du brouillard T_b varie de 262 à 282 K.

Afin de mieux comprendre ces figures 7 abc, nous réécrivons l'équation (3) sous la forme:

$$B_i(T_i) = (1 - r_i) B_i(T_b) + t_i [B_i(T_s) - B_i(T_b)] \quad (6)$$

La température de brillance T_i enregistrée dans le canal i ($i=3$ ou 4), dépend donc de l'écart de température entre la surface (T_s) et le brouillard (T_b) par l'intermédiaire de la transmittance de la couche de brouillard (t_i). Les différences de température de brillance $T_3 - T_4$ observées au dessus d'une couche de brouillard de température variable sont ainsi directement liées aux valeurs de transmittance à 3.7 et 11 μm (t_3 et t_4). Nous avons reporté sur la figure 8 l'évolution de la différence de ces transmittances ($t_3 - t_4$) en fonction de l'épaisseur géométrique de la couche de brouillard, pour les granulométries précédemment décrites. Sur les figures 7abc, l'effet d'une différence de température entre la surface et la couche de brouillard peut se résumer en deux cas selon les valeurs des différences de transmittances à 3.7 et 11 μm :

i) $t_3 - t_4 \approx 0$.

Ce cas représentatif des brouillards denses se retrouve sur la figure 7a (granulométrie G1) lorsque le brouillard a une épaisseur de 200m et sur la figure 7c (granulométrie G12) pour 100 et 200 m. Dans ce cas simple, l'influence du sol est quasiment négligeable: la différence $T_3 - T_4$ varie très peu en fonction de la température

du brouillard (les différences sont dues uniquement à la variation de la fonction de Planck avec la température): $\Delta(T_3 - T_4) \approx \pm 1 \text{ K}$ pour $\Delta T_b = \pm 10 \text{ K}$.

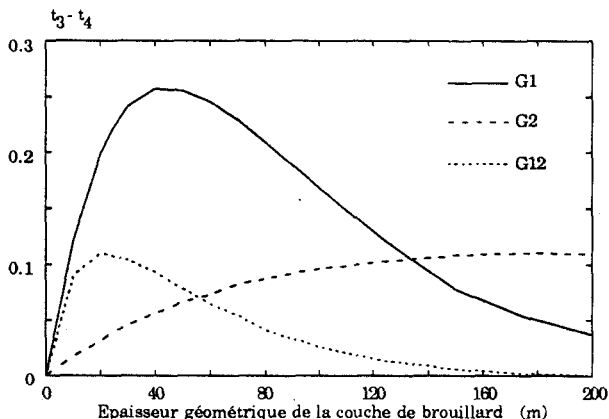


Figure 8: Evolution de la différence des transmittances du brouillard à 3.7 et 11 μm , en fonction de son épaisseur géométrique, pour les trois granulométries étudiées.

ii) $t_3 - t_4 > 0$.

Ce cas est décrit sur la figure 7a (G1) pour un nuage de 100 m d'épaisseur et sur la figure 7b (G2) pour 100 et 200 m. Pour ces exemples, la différence $T_3 - T_4$ est modifiée par le deuxième terme de l'équation (6). La différence des transmittances à 3.7 et 11 μm ($t_3 - t_4$) étant positive (cf figure 8), la différence de températures de brillance $T_3 - T_4$ augmente si la température de la surface (T_s) est supérieure à la température de la couche de brouillard (T_b) (cf équation 6): $\Delta(T_3 - T_4)$ varie de $\pm 2.5 \text{ K}$ à $\pm 4 \text{ K}$ pour $\Delta T_b = \pm 10 \text{ K}$ selon les valeurs des différences de transmittances dans les canaux 3 et 4 de AVHRR.

On peut noter sur la figure 7a (et 7b en extrapolant), que la différence ($T_3 - T_4$) devient positive lorsque la température de la couche de brouillard est suffisamment inférieure à celle du sol. Cette particularité du signal ($T_3 - T_4$) est employée par Saunders et Kriebel (1988) dans leur traitement APOLLO, pour détecter les nuages semi-

transparents d'altitude moyenne ou élevée: ces nuages sont identifiés lorsque la différence de température apparente à 3.7 et 11 μm est supérieure à + 1.5 K.

Pour les couches diffusantes d'épaisseur optique assez importante ($t_3 - t_4 \approx 0$), le signal ($T_3 - T_4$) dépend donc peu de l'écart de température qui peut exister entre la surface et le milieu diffusant. L'influence d'une différence de température entre le sol et la couche diffusante est donc quasiment négligeable dans le cas du brouillard qui est un phénomène avoisinant la surface et pour lequel cet écart de température est faible. Mais, cette faible sensibilité du signal ($T_3 - T_4$) entraîne d'autre part qu'un seuil sur la différence ($T_3 - T_4$) ne permet pas toujours de distinguer le brouillard des nuages: ces nuages doivent être auparavant filtrés à l'aide de leur température apparente à 11 μm (T_4), température qui est inférieure à celle de la surface et du brouillard lorsque leur altitude est suffisamment élevée.

Lorsque la couche diffusante n'est pas très dense ($t_3 - t_4 > 0$, figure 7b), l'influence de la température du sol n'est plus négligeable: un faible écart entre cette température de surface et la température du brouillard peut entraîner une forte modification du signal radiométrique ($T_3 - T_4$).

Ainsi, si la méthode de détection multispectrale semble efficace pour détecter les brouillards épais, elle est par contre moins adaptée à la détection des brumes et brouillards peu intenses.

Dans cette partie, nous avons décrit les phénomènes physiques qui influent sur le signal ($T_3 - T_4$) lorsqu'une couche de brouillard surmonte un sol noir (en négligeant l'influence de l'atmosphère claire). Nous allons à présent évaluer l'influence de la réflectance du sol sur les différences de températures observées à 3.7 et 11 μm .

3.1.2) Influence de la réflectance du sol.

Jusqu'à présent, nous avons considéré que la surface avait une réflectance nulle à 3.7 et 11 μm . En absence de brouillard la surface donnait donc le même signal radiométrique dans les deux canaux 3 et 4 de AVHRR: $T_{3\text{sol}} = T_{4\text{sol}}$. Ceci n'est plus exact si le sol possède des émissivités différentes à 3.7 et 11 μm .

Sutherland (1986) et Nerry et al (1990), qui ont réalisé en laboratoire des mesures spectrales d'émissivités sur des échantillons de différents sols, indiquent que les émittances de ces sols sont plus faibles à 3.7 μm qu'à 11 μm :

Tableau 4: Emittances de différents échantillons de sols à 3.7 et 11 μm , d'après Sutherland (1986) (1) et Nerry et al (1990) (2). Ces résultats correspondent à des visées au nadir.

type de sol	$\epsilon_{3.7}$	ϵ_{11}
sable grossier (1)	0.79	0.957
argile (1)	0.88	0.985
sable (2)	0.75	0.979
sable et graviers (2)	0.78	0.980
sable fin et limon (2)	0.88	0.985
limon (2)	0.80	0.988

Les résultats des mesures de Sutherland et de Nerry et al peuvent entraîner en théorie des températures apparentes notablement inférieures à 3.7 μm (T_3) qu'à 11 μm (T_4): nous avons calculé que ces écarts, très différents selon les types de sol, peuvent atteindre -4 K, soit un signal du même ordre de grandeur que celui que l'on peut observer au dessus d'un brouillard.

Néanmoins, ces mesures d'émissivités sont à utiliser avec prudence car ce sont des mesures délicates à réaliser et qui présentent notamment de fortes incertitudes à $3.7 \mu\text{m}$. De plus, le principe de la mesure de ces émissivités implique que l'échantillon soit chauffé à une température supérieure à celle du laboratoire. Les échantillons observés ont un degré d'humidité et donc une émittance plus faible que les sols que l'on peut rencontrer dans le Nord de la France les nuits favorables à la formation du brouillard. On peut donc s'attendre à ce que la différence $(T_3 - T_4)_{\text{sol}}$ soit moins importante pour la surface du Nord de la France.

En pratique, les problèmes liés aux propriétés optiques des sols n'apparaissent pas très importants dans notre étude car les valeurs d'émittance de sol à 3.7 et $11 \mu\text{m}$ sont très voisines et certainement très proches de l'unité pour le Nord de la France. Nous verrons en effet dans la partie 3.2), que le signal $(T_3 - T_4)_{\text{sol}}$ observé par AVHRR sur la région Nord est toujours faible (de l'ordre de ± 1 K), sauf pour les zones côtières où le sable des plages peut causer des différences plus importantes.

Dans l'étude précédente, nous avons supposé que le signal enregistré par le satellite à 3.7 et $11 \mu\text{m}$ n'était pas affecté par la traversée de l'atmosphère claire surmontant la couche de brouillard. Nous allons à présent estimer l'influence de l'atmosphère sur les différences de températures apparentes enregistrées dans les canaux 3 et 4 de AVHRR.

3.1.3) Influence de l'atmosphère claire.

La luminance observée par un satellite résulte de l'interaction du signal provenant de la cible (sol ou brouillard) et du signal propre à l'atmosphère. L'influence de l'atmosphère, due essentiellement à l'absorption par la vapeur d'eau a été estimée à

brouillard est pratiquement nulle à 11 μm alors qu'elle est typiquement de l'ordre de 20% à 3.7 μm (cf figures 5 et 6).

L'atmosphère a donc deux effets opposés: le phénomène d'absorption par l'atmosphère du rayonnement émis par le brouillard accentue la différence $T_3 - T_4$ (comme dans le cas du sol noir), alors que le phénomène de réflexion par le brouillard du rayonnement émis par l'atmosphère rend cette différence moins importante. Ces deux effets peuvent se compenser (voir tableau 3: granulométries G1 et G2 avec une visée au nadir). L'influence de la réflexion peut même l'emporter lorsque la réflectance du brouillard dans le canal 3 est élevée. Ceci arrive d'autant plus facilement que le brouillard est dense, formé de petites gouttes et vu sous un angle de visée important (cf dernière ligne du tableau 3).

La présence de l'atmosphère rend donc la détection du brouillard plus délicate: elle augmente (en valeur absolue) le signal $T_3 - T_4$ au dessus du sol et a plutôt tendance à le diminuer au dessus du brouillard.

Cette étude théorique indique que les différences $T_3 - T_4$ observables avec AVHRR, sont de l'ordre de -1 K au dessus d'un sol noir, et -3 à -7 K au dessus de brouillards d'épaisseur géométrique égale à 100 m selon leurs propriétés optiques et l'angle de visée du satellite. Ces valeurs sont à comparer à celles de Eyre (1984), D'Entremont (1986) et Saunders et Kriebel (1988), qui ont utilisé cette méthode multispectrale pour détecter les brouillards nocturnes, et ont mesuré des différences de températures $T_3 - T_4$ comprises entre -1 et -6 K au dessus de nappes de brouillard.

Dans cette étude théorique, nous avons détaillé les processus physiques qui entraînent une différence entre les températures apparentes mesurées par AVHRR à 3.7 et 11 μm au dessus d'une nappe de brouillard. Nous avons montré que ce signal $T_3 - T_4$

est causé par le fait que la réflectance du brouillard est nettement plus élevée à 3.7 qu'à 11 μm . L'amplitude du signal est ainsi directement liée au contenu en eau liquide et à la microphysique du brouillard.

Nous avons vu également que l'influence d'une différence de température existant entre la surface et la couche de brouillard est en pratique négligeable.

En ce qui concerne la différence $T_3 - T_4$ observable au dessus d'un sol sans brouillard (valeur qui sert de référence pour détecter le brouillard), certaines mesures d'émissivités de surface indiquent que ce signal peut être du même ordre de grandeur que celui qui est observable au dessus d'un brouillard. Cependant, ces mesures ne sont pas représentatives des sols de la région Nord de la France: comme nous le verrons dans l'application (section 3.2)), la différence $T_3 - T_4$ observée par AVHRR sur les sols de la région Nord est proche de zéro; ce qui permet de distinguer relativement aisément les pixels de ciel clairs de ceux qui contiennent du brouillard.

Enfin, nous avons estimé l'impact de l'atmosphère sur le signal $T_3 - T_4$: l'effet de l'atmosphère est relativement faible mais a tendance à rendre la limite brouillard/sol moins marquée.

Nous allons à présent appliquer cette méthode de détection multispectrale à des données AVHRR.

3.2) Application.

Nous avons appliqué cette méthode de détection multispectrale aux scènes enregistrées dans les canaux 3 et 4 de AVHRR le 4 novembre 1988 à 5h30 TU (NOAA9), le 7 novembre 1988 à 4h50 TU (NOAA9) et le 2 décembre 1989 à 3h00 TU (NOAA 11): Sur les figures 1c, 2c et 3c sont reportées les températures radiatives à 3.7 μm (T_3) correspondant à ces trois scènes. Afin de réduire le bruit aléatoire qui dégrade spatialement les

informations du canal 3 de NOAA9, nous avons effectué une moyenne spatiale sur 10×10 pixels pour les figures 1c et 2c. Le canal 3 de NOAA11 n'était pratiquement pas bruité en décembre 1989, nous l'avons donc utilisé sans traitement particulier.

Les différences $T_3 - T_4$ obtenues à partir des figures a et c sont reportées sur les figures 1d, 2d et 3d. Sur ces figures, les données des différentes stations météorologiques (cf tableau 1) sont indiquées par b=brouillard et c=absence de brouillard (les lettres sont centrées sur la position géographique des stations).

Ces figures confirment l'apport de la méthode multispectrale employée ici: Si les nappes de brouillard sont quasiment indétectables sur les images enregistrées à $11 \mu\text{m}$ (figures 2a et 3a), l'emploi simultané du canal à $3.7 \mu\text{m}$ permet par contre de discerner avec une assez grande précision les frontières de ces nappes de brouillard.

Sur les trois figures "d", la zone couverte par le brouillard (codée en vert) correspond bien aux données météorologiques in situ. On peut noter pour la figure 2d (7 novembre 1988 à 4h50), que la station météorologique de Rouen qui indiquait une visibilité au sol de 1.5 km (brume) au moment du passage du satellite, se trouve effectivement à la limite d'une nappe de brouillard couvrant la vallée de la Seine. Pour cette station, la visibilité n'est devenue inférieure à 1 km (brouillard) qu'à partir de 5h50. Le cas de la station de Reims qui indiquait un brouillard dense (visibilité = 30 m) ayant duré de 2h15 à 10h TU est plus surprenant car il faut supposer que ce brouillard dense et durable avait une extension spatiale très limitée.

Il faut rappeler que la relative imprécision obtenue pour les limites du brouillard sur cette figure est due au bruit qui dégrade les informations dans le canal 3 quand le satellite est en orbite depuis longtemps. Lorsque les données satellitaires sont récentes (cf figure 3d), l'extension spatiale du brouillard est déterminée sans ambiguïté et même

l'aide du code "Lowtran 7" (Kneizys et al, 1988). Nous avons utilisé dans cette étude le profil atmosphérique "Moyennes Latitudes Hiver" (Mc Clatchey et al, 1971) qui est le plus représentatif des profils standards pour les conditions hivernales rencontrées sur le Nord de la France, aussi bien pour la température au voisinage de la surface ($T=272$ K) que pour le contenu intégré en vapeur d'eau ($u_{H_2O}=0.85$ g.cm⁻²).

Nous avons considéré les différentes granulométries du brouillard reportées dans le tableau 2. L'épaisseur géométrique de la couche de brouillard a été fixée à 100 m. Les résultats de cette étude sont reportés dans le tableau 3 pour les angles de visée extrêmes d'AVHRR ($\theta_v = 0$ et 60°).

Nous avons d'abord considéré l'influence de l'atmosphère en absence de brouillard. Les différences de températures apparentes $T_3 - T_4$ dues à l'atmosphère et reportées dans le tableau 3 (sol noir) varient de -0.7 à -1.1 K selon l'angle de visée et donc la quantité de vapeur d'eau rencontrée sur le trajet. Une partie du rayonnement émis par le sol est absorbée par l'atmosphère et réémise à une température inférieure à celle du sol. La luminance observée depuis satellite est donc d'autant plus faible que l'atmosphère est opaque. La transmittance atmosphérique étant notamment plus faible dans le canal 3 que dans le canal 4 (respectivement de l'ordre de 0.6 et 0.8 pour un angle de visée de 60°), il en résulte que la température apparente du sol (noir) à $3.7 \mu\text{m}$ est inférieure à celle observée à $11 \mu\text{m}$.

Dans le cas du brouillard, l'influence de l'atmosphère n'est pas aussi simple que lorsque la cible n'est pas réfléchissante. En effet, le rayonnement atmosphérique réfléchi par la nappe de brouillard (puis atténué par la traversée de l'atmosphère) contribue au signal mesuré au niveau du satellite. Cette contribution est négligeable dans le canal 4 mais peut devenir importante dans le canal 3: en effet, la réflectance du

les nappes très localisées dans les vallées apparaissent clairement.

Il faut cependant noter pour cette figure 3d provenant de NOAA11, que les différences $T_3 - T_4$ enregistrées sur la côte sont du même ordre de grandeur que celles observées pour le brouillard. Il est possible que ce fait soit causé par le sable des plages de la côte. En effet, d'après les données de Nerry et al (1990), l'émissivité du sable à 3.7 et 11 μm peut causer des différences de températures apparentes de l'ordre de -3 K, valeur qui est également retrouvée pour certains pixels contenant du brouillard. Cette information très localisée ne se retrouve pas sur les données de NOAA10 à cause des moyennes spatiales effectuées pour diminuer le bruit radiométrique.

Afin d'avoir une information plus précise que l'impression visuelle donnée par ces figures, nous avons reporté sur la figure 9 les histogrammes des différences $T_3 - T_4$ rencontrées sur les figures 1d, 2d et 3d. La zone sur laquelle sont réalisés ces histogrammes est indiquée par un rectangle noir sur la figure 1c.

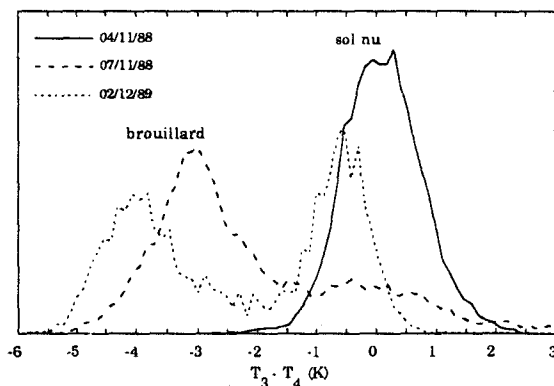


Figure 9: Histogrammes des différences $T_3 - T_4$ observées sur trois images, sur une zone contenant du brouillard et du sol nu.

La figure 9 permet de distinguer le signal provenant du sol et celui provenant du brouillard: en l'absence de brouillard les différences $T_3 - T_4$ sont de l'ordre de -1 à +1 K,

alors que les nappes de brouillard se caractérisent par des différences de l'ordre de -6 à -2 K. Ces résultats sont tout à fait comparables à ceux qui ont été reportés dans l'étude théorique (cf tableau 3).

Ces histogrammes mettent également en évidence la variabilité de la limite brouillard/sol. En effet, pour les images enregistrées sur NOAA9 (4 et 7/11/88), la coupure se situe aux environs de -1.5 K, alors qu'elle est de l'ordre de -2.5 K pour les données provenant de NOAA11 (2/12/89). Ces valeurs de seuils sont tout à fait comparables à celles utilisées dans les différents algorithmes de traitement automatique de nuages rapportés précédemment: -2.5 K d'après Eyre et al (1984), -1 K pour Saunders et Kriebel (1988) et -1.5 K d'après Derrien et al (1990).

Nous avons vu dans cette partie que, malgré l'utilisation d'un canal parfois très bruyé, la méthode de détection multispectrale des brouillards nocturnes donne des résultats tout à fait satisfaisants et nettement meilleurs que ceux de la méthode de seuil en variabilité spatiale. Nous allons à présent appliquer cette méthode à deux épisodes de brouillards nocturnes apparus pendant la campagne de mesures intensives "Lille 88", et à une série d'images de l'hiver 1989, période que nous avons étudié plus particulièrement compte tenu du nombre d'images AVHRR disponibles.

4) Validation et application.

4.1) Validation: campagne "Lille 88".

Cette campagne qui s'est déroulée d'octobre à décembre 1988, s'est caractérisée par

un nombre relativement faible d'évènements brouillard: Sur cette période, le brouillard est apparu le 15 octobre et les 7, 16 et 22 novembre. Nous étudierons ici plus particulièrement la situation du 22 novembre 88. En effet, le brouillard du 15 octobre s'étendait uniformément sur pratiquement toute la zone géographique correspondant aux figures 1, 2 et 3, la situation du 16 novembre était perturbée par des nuages hauts surmontant la couche de brouillard, et le brouillard apparu le 7 novembre a été décrit sur la figure 2.

Pour la situation du 22 novembre 1988, nous disposons de deux scènes enregistrées par AVHRR sur NOAA9 lors de deux orbites consécutives (3h30 et 5h30 TU). Il faut rappeler que la campagne intensive s'est déroulée à un moment correspondant à la fin de la période d'exploitation du satellite NOAA9. Aussi, afin de pouvoir exploiter les données enregistrées à $3.7 \mu\text{m}$ par ce satellite, données qui se caractérisent par un bruit très important, les scènes correspondantes ont été moyennées spatialement.

-22 novembre 1988, 3h50 TU.

La nuit du 22 novembre s'est caractérisée par un brouillard fortement givrant. Les données in situ dont nous disposons pour cette date indiquent que seules la station de Lesquin et le pylône instrumenté étaient sous le brouillard (cf tableau 1). Le profil de visibilité au pylône indiquait que la couche avait une épaisseur inférieure à 40 m, et la visibilité au sol (au pylône et à Lesquin) était sensiblement plus élevée que celle enregistrée le 7 novembre à 4h50.

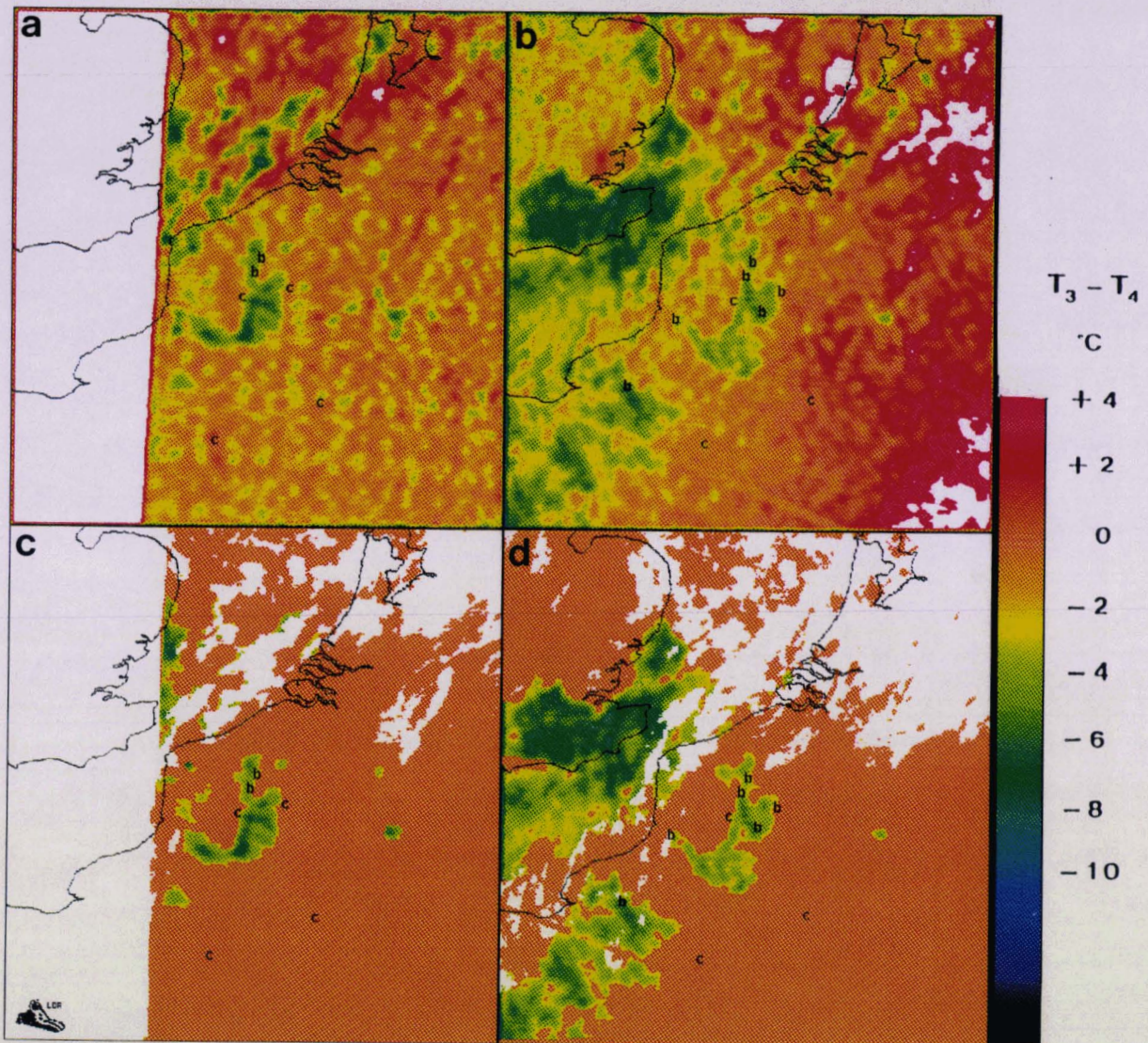
L'image AVHRR codée en différences de températures radiatives à 3.7 et $11 \mu\text{m}$, est reportée sur la figure 10a, avec les données météorologiques correspondantes (les stations de Rouen, Abbeville et Cambrai étaient fermées à l'heure de l'enregistrement de cette image). Cette image redressée géométriquement correspond à un bord extrême du

champ de prise de vue d'AVHRR, ce qui explique la zone sans données à gauche de la figure 10a.

D'un premier abord, cette figure semble assez difficile à analyser. En effet, si l'extension spatiale de la principale nappe de brouillard (codée en vert) se devine assez bien au centre de la figure, on observe sur toute la moitié sud de l'image des zones où la différence $T_3 - T_4$ est du même ordre de grandeur que celle du brouillard mais qui, par leur distribution géographique très régulière et très localisée, ne ressemblent guère à des nappes de brouillard. De fait, en examinant la variabilité spatiale des températures enregistrées à $11 \mu\text{m}$ (non reportées ici), on observe que la plupart de ces taches se situent dans des zones de forte variance spatiale. Ces petites zones distribuées assez régulièrement sur la figure 10a ne peuvent donc pas correspondre à des nappes de brouillard. Elles sont en fait très probablement dues à un bruit que le traitement de moyenne spatiale n'a pas totalement éliminé.

Nous avons reporté sur la figure 10c l'extension spatiale la plus probable de la nappe de brouillard présente sur le Nord de la France ce 22 novembre 1988 à 3h50. Cette figure a été obtenue à partir de la figure 10a (différence $T_3 - T_4$) et de l'analyse de la variabilité spatiale de la température à $11 \mu\text{m}$. Les zones de variance spatiale élevée ont été filtrées et codées de la même façon que le sol. De plus, afin de mieux faire apparaître la nappe de brouillard, nous avons remplacé toutes les valeurs de $T_3 - T_4$ qui correspondent au sol par la valeur zéro (couleur orange).

Sur la figure 10c, nous avons également reporté en blanc la position des nuages. Ce masque a été réalisé à partir des températures radiatives enregistrées dans le canal 4 (centré à $11 \mu\text{m}$). Cette information supplémentaire est indispensable pour ne pas confondre certains nuages avec le brouillard. Nous avons vu en effet dans la partie



10a 10b

Figure 10: 10c 10d

Scènes enregistrées par AVHRR (NOAA9) le 22 novembre 1988 à 3h50 et 5h30 TU.

- a) 3h50: Différence de températures apparentes à 3.7 et 11 μm ($T_3 - T_4$)
- b) 5h30: Différence de températures apparentes à 3.7 et 11 μm ($T_3 - T_4$)
- c) 3h50: Extension spatiale du brouillard (vert) et des nuages (blanc)
- d) 5h30: Extension spatiale du brouillard (vert) et des nuages (blanc)

théorique que des nuages peuvent donner le même signal radiométrique $T_3 - T_4$ que le brouillard. Ceci s'observe très bien sur la figure 10a: la plupart des zones codées en vert ($-8 < T_3 - T_4 < -2$ K) présentes sur la mer, et que l'on pourrait confondre avec du brouillard, se révèlent en fait correspondre à des nuages hauts qui sont identifiés à partir du canal 4 (voir le masque "nuages" sur la figure 10c).

La figure 10c permet de constater que l'extension spatiale du brouillard présent sur le Nord de la France le 22 novembre 1988 à 3h50 est nettement plus faible que celle du 7 novembre (figure 2c). Sur le site instrumenté, ce brouillard du 22 novembre était également verticalement moins épais et la visibilité horizontale était bien meilleure que celle correspondant au 7 novembre.

-22 novembre 1988, 5h30 TU.

L'image AVHRR codée en différence de températures radiatives $T_3 - T_4$ est reportée sur la figure 10b. Il faut noter que pour cette figure, les températures apparentes enregistrées à $3.7 \mu\text{m}$ ont été diminuées de 3 K afin de rendre les figures 10a et 10b comparables. En effet, entre ces deux images enregistrées à moins de 2 heures d'intervalle depuis le même satellite NOAA9, les températures mesurées dans le canal 3 ont augmenté globalement de 3 K alors que les températures enregistrées dans le canal 4 n'ont pas varié. Cet effet ne peut guère être attribué aux différences d'angle de visée entre les deux images car ceux-ci sont relativement proches: $\theta_v=56^\circ$ pour la figure 10a et 47° pour la figure 10b. De plus, cet accroissement de température à $3.7 \mu\text{m}$ est tel que les températures apparentes à cette longueur d'onde sont supérieures à celles enregistrées à $11 \mu\text{m}$, ce qui n'est guère explicable théoriquement (cf section 3.1). La raison de cette augmentation de température vient sans doute d'un problème instrumental ou plus simplement d'un simple défaut de codage.

De même que pour l'image de 3h50, nous avons reporté sur la figure 10d l'extension spatiale du brouillard la plus probable, en utilisant les informations déduites de la variabilité spatiale de la température à 11 μ m. La position des nuages, obtenue elle aussi à partir des données du canal 4, est indiquée par un masque blanc.

Cette dernière figure permet de constater que l'extension spatiale de la nappe de brouillard a peu évolué entre 3h50 (figure 10c) et 5h30 (figure 10d). Ce fait rejoint les diverses informations in situ dont nous disposons: Le profil de visibilité enregistré à 5h30 au pylône ressemblait beaucoup à celui de 3h50; la couche de brouillard avait toujours moins de 40 m d'épaisseur et la visibilité au sol était de 530 m (au lieu de 335 m). Les informations météorologiques plus complètes à 5h30 montrent elles aussi peu de changement depuis 3h50 (tableau 1). On peut néanmoins noter que la station de Valenciennes est à présent sous un brouillard dense ($V \approx 100$ m) alors qu'il n'y avait qu'une brume à 3h50 ce qui s'observe effectivement sur les figures 10c et 10d.

Bien que les données satellitaires dans le canal 3 de NOAA9-AVHRR soient assez peu fiables, la confrontation des données météorologiques in situ avec l'extension spatiale du brouillard déduite de la méthode de détection multispectrale, donne des résultats tout à fait satisfaisants pour cet épisode de brouillard de la campagne "Lille 88".

Dans la partie suivante, nous présentons un exemple de suivi de l'évolution d'une nappe de brouillard, obtenue à l'aide de cette méthode de détection multispectrale à partir de données satellitaires plus récentes.

4.2) Evolution du brouillard du 30 novembre 1989 au 2 décembre 1989.

Cette période est caractérisée par un brouillard givrant qui a persisté sur la région Nord-Pas de Calais pendant près d'une semaine. Nous avons reporté sur la figure 11, l'évolution d'une mesure de la transmission de la lumière le long d'un trajet horizontal au voisinage du sol (couramment appelée Pouvoir Transmissif de l'Atmosphère ou PTA) sur le site instrumenté pendant cette période. Cette figure indique que les premiers signes de brouillard sont apparus au pylône instrumenté le 29 novembre vers 23 heures TU, mais celui ci ne s'est réellement déclenché que deux heures plus tard. On remarque également que le brouillard disparaît presque totalement le jour à cause du réchauffement solaire.

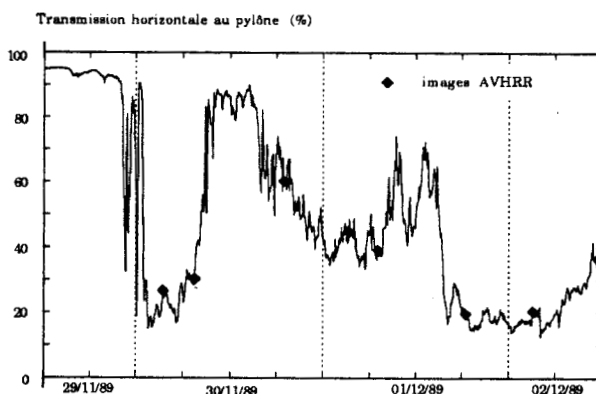


Figure 11: Evolution de la transmission horizontale de la lumière sur le site instrumenté, du 29 novembre 1989 à 12 hTU au 2 décembre 1989 à 12 hTU.

Sur les figures 12 a, b, c, d, e, f, g est reportée l'évolution spatio-temporelle de la nappe de brouillard, obtenue en calculant les différences de températures apparentes à 3.7 et 11 μm et en utilisant la variabilité spatiale de la température à 11 μm pour filtrer les points aberrants. La position des nuages (obtenue à partir du canal 4) est également

indiquée par un masque blanc sur ces figures. Comme pour les figures 10c et 10d, les différences $T_3 - T_4$ observées au dessus du sol nu sont remplacées par une constante ($T_3 - T_4 = 0$ K) afin de mieux faire apparaître la nappe de brouillard.

Les dates et heures de passage des satellites NOAA10 et NOAA11 correspondant à ces figures sont reportées dans le tableau 5.

Tableau 5: Dates, heures et satellites correspondant aux figures présentées dans ce chapitre.

date	htu	satellite NOAA	figure
4/11/88	5h30	9	1
7/11/88	4h50	9	2
22/11/88	3h50	9	10a
22/11/88	5h30	9	10b
30/11/89	3h25	11	12a
30/11/89	7h30	10	12b
30/11/89	18h55	10	12c
1/12/89	3h15	11	12d
1/12/89	7h05	10	12e
1/12/89	18h30	10	12f
2/12/89	3h00	11	3 et 12g

- Problèmes particuliers associés au canal 3 de NOAA10:

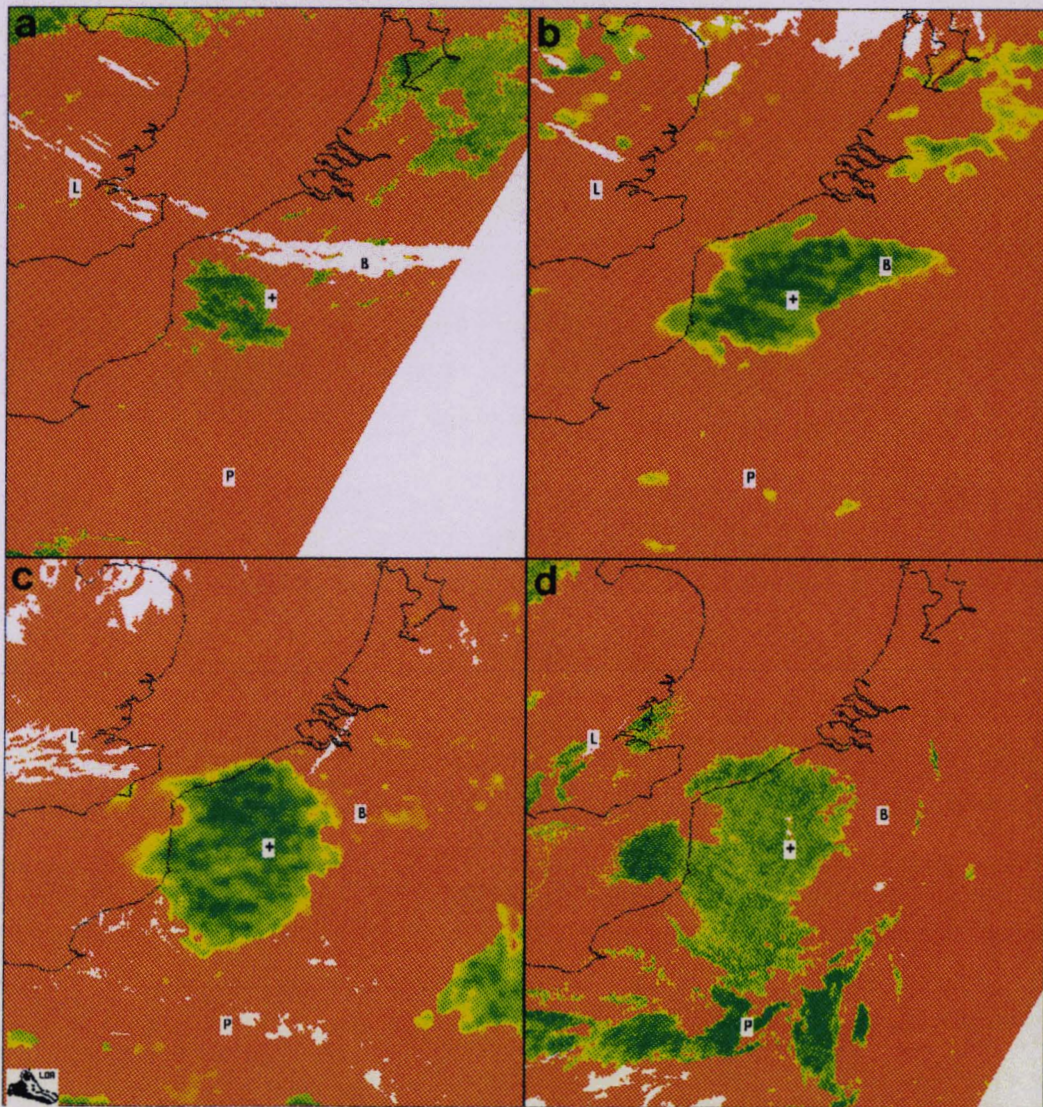
Les informations du canal 3 de NOAA10 sont très bruitées comme l'étaient celles de NOAA9. Le bruit particulier de NOAA10 présentant un caractère très périodique est en partie éliminé par un traitement de filtrage par transformée de Fourier, suivi (comme pour NOAA9) d'une moyenne spatiale sur l'image. Ces divers traitements ne permettant pas d'éliminer totalement le bruit présent sur les données de NOAA10, l'extension spatiale du brouillard est déterminée après filtrage des points aberrants par l'analyse de la variabilité spatiale de la température à $11 \mu\text{m}$ (cf figures 10).

Par contre, les images prises dans le canal à $3.7 \mu\text{m}$ depuis le satellite NOAA11, lancé plus récemment, ne sont pratiquement pas bruitées et ces données sont utilisées sans traitement particulier. Seuls les points du bord de côte sont éliminés lorsque leur différence de température $T_3 - T_4$ est du même ordre de grandeur que celle du brouillard.

Il est apparu de plus, en analysant les différentes images, que les températures de brillance enregistrées dans le canal 3 par AVHRR sur NOAA 10 étaient trop faibles par rapport à celles enregistrées sur NOAA 11. Nous avons en effet observé que les valeurs de différences $T_3 - T_4$ obtenues avec NOAA10 présentaient un biais de l'ordre de -2 à -3 K par rapport à celles enregistrées sur NOAA11. Ce biais ne peut être imputé à un effet de l'angle de visée du satellite. Il faut rappeler que nous avons déjà rencontré des écarts de l'ordre de 1K entre NOAA9 et NOAA11 (cf figure 9). Aussi, afin de pouvoir comparer les images de ces différents satellites, les différences $T_3 - T_4$ mesurées sur NOAA10 ont été ajustées sur celles mesurées depuis NOAA11 au dessus du sol sans brouillard.

-Résultats.

- La première image (figure 12a , 30/11/89 à 3h25 TU) correspond à un moment où le brouillard est établi depuis 2h30 au pylône (cf figure 11). La visibilité est de l'ordre de 250 mètres au sol et l'épaisseur de la couche de brouillard est comprise entre 20 et 40 m. Cette faible épaisseur coïncide avec un brouillard qui est alors relativement peu étendu: en dehors de quelques bancs dans la vallée de la Bresle, il s'étend en une seule nappe qui ne couvre que la partie Est du Pas de Calais. Cette nappe s'arrête à environ 30 km des côtes. Quelques Cirrus (codés en blanc) sont présents sur cette image. La différence de température $T_3 - T_4$ enregistrée sur ces nuages hauts varie de +1 à +15 degrés. Ces différences positives correspondent à l'effet d'un gradient de température entre la



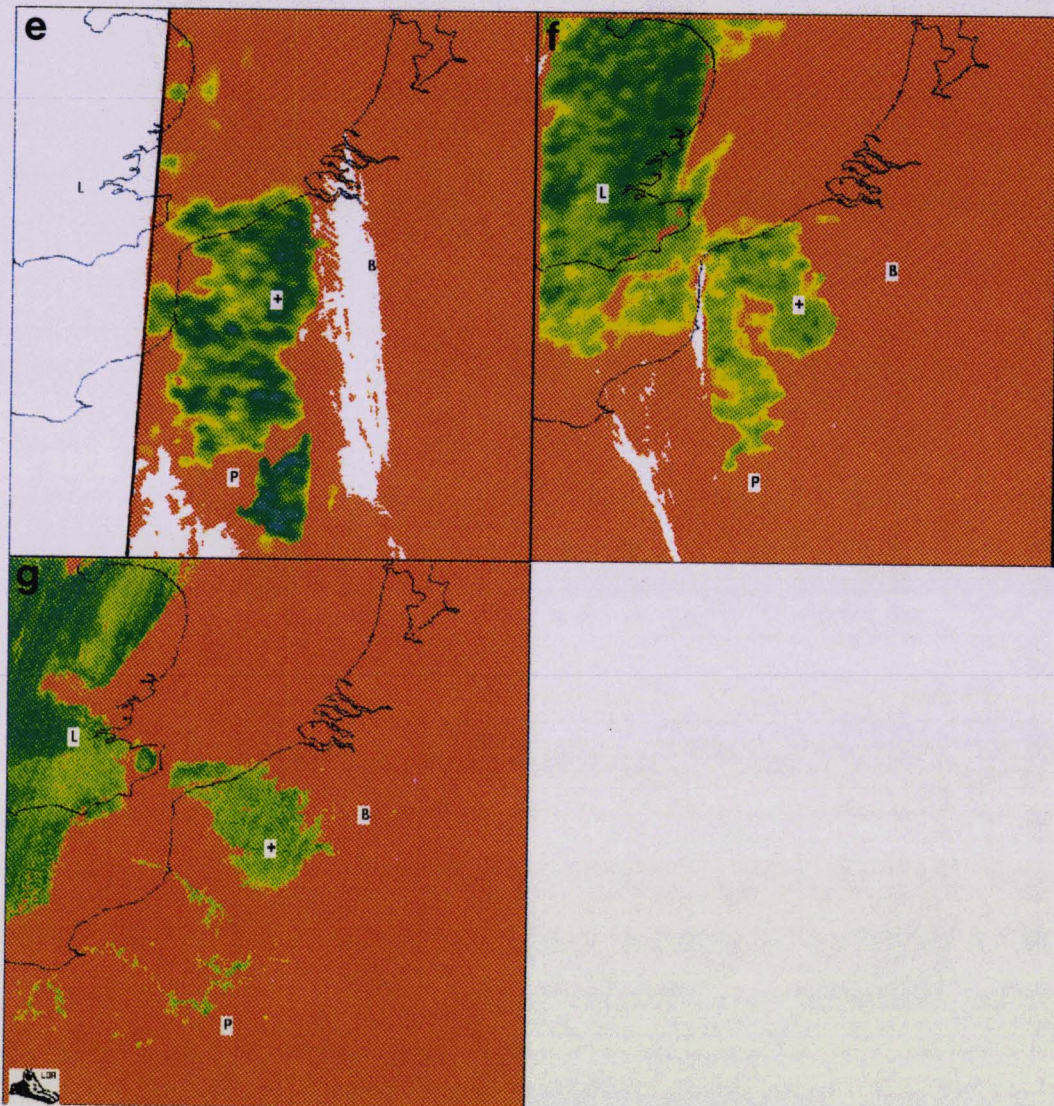
12a 12b

Figure 12:

12c 12d

Extension spatiale du brouillard (vert) et des nuages (blanc)

- a) Le 30 novembre 1989 à 3h25 TU (NOAA11)
- b) Le 30 novembre 1989 à 7h30 TU (NOAA10)
- c) Le 30 novembre 1989 à 18h55 TU (NOAA10)
- d) Le 1^{er} décembre 1989 à 3h15 TU (NOAA11)



12e 12f

Figure 12: 12g

Extension spatiale du brouillard (vert) et des nuages (blanc)

- e) Le 1^{er} décembre 1989 à 7h05 TU (NOAA10)
- f) Le 1^{er} décembre 1989 à 18h30 TU (NOAA10)
- g) Le 2 décembre 1989 à 3h00 TU (NOAA11)

surface et le nuage, tel que nous l'avons expliqué dans la partie théorique. Pour cette image, la région Nord de la France se trouvait en bordure du champ d'enregistrement d'AVHRR, ce qui explique la zone sans données satellitaires au Sud-Est de l'image rectifiée géométriquement.

- La deuxième image (figure 12b) est prise 4 heures plus tard (7h30 TU). Au pylône, la nappe dépasse à présent 80 m d'épaisseur et la visibilité à l'intérieur de la couche varie peu: entre 290 m au niveau du sol et 140 m à l'altitude de 40 m. Par rapport à la première image, la nappe de brouillard a pratiquement triplé de superficie. Elle s'est notamment étendue vers le Nord-Est, couvrant tout le département du Nord jusqu'à la côte ainsi qu'une grande partie de la Belgique. Au niveau de la vallée de la Somme qui est à présent sous le brouillard, la nappe s'est également étendue vers l'Ouest en débordant même d'une vingtaine de kilomètres sur la mer. Par contre, la nappe ne s'est pratiquement pas étendue vers le Sud. De même, toute la région des collines du Boulonnais est restée dégagée.

- L'image correspondant à la figure 12c est prise la nuit suivante vers 19h TU, alors que le brouillard est en train de réapparaître au pylône. Pendant la journée du 30 novembre 1989, ce brouillard s'était en effet transformé en stratus bas au dessus du site instrumenté (cf figure 11). Le profil de visibilité à l'intérieur de la couche indiquait que seuls les premiers mètres de l'atmosphère étaient encore libre de brouillard. Aux niveaux supérieurs, la visibilité a très peu évolué depuis la nuit précédente et est toujours de l'ordre de 250 m. L'extension spatiale du brouillard à ce moment est très importante: tout le nord de la France ainsi que l'est de la Belgique sont sous le brouillard. La nappe empiète sur la mer au nord et à l'ouest, mais la région de Boulogne est encore épargnée. Au sud, le brouillard s'étend jusqu'aux environs de Beauvais.

- La quatrième image (figure 12d), prise le premier décembre 1989 à 3h15 TU soit 7 heures plus tard, montre que la nappe s'est un peu étendue de 10 à 20 km dans toutes les directions, sauf à l'est (St Quentin) et dans le Boulonnais. On peut également noter que les vallées de la Seine et du Béthune (Seine Maritime) sont à présent sous le brouillard. Le profil de visibilité au pylône indique que le brouillard s'est reformé jusqu'au sol, à l'emplacement du pylône instrumenté. La couche a toujours une épaisseur supérieure à 80 mètres et la visibilité au sol est de l'ordre de 300 m.

- La figure 12e correspondant à l'image de 7h05 TU, indique que la nappe n'a pratiquement pas évolué depuis 3h15 TU. Au pylône, les conditions de visibilité sont également restées quasiment constantes au cours de cette nuit. Cette image correspond, comme la première de cette série, à un bord extrême du champ d'enregistrement d'AVHRR.

Pendant cette journée du 1^{er} décembre 1989, le brouillard ne s'est pas dissipé au pylône. L'image AVHRR enregistrée à 13h05 TU (non reportée ici) indique qu'une grande partie de la nappe est alors surmontée de nuages hauts, mais son extension ne semble pas s'être modifiée sensiblement depuis l'image 12e de 7h05 TU.

- Le brouillard s'est épaissi lorsque la nuit est tombée (figure 11); la visibilité est beaucoup plus faible que celle de la nuit précédente: 130 m au sol et seulement 30 m à 20 mètres d'altitude. La sixième image (figure 12f, 1/12/89 à 18h30 TU) indique pourtant que l'étendue de la nappe de brouillard a diminué, notamment au nord et au sud-est. Elle est également partagée en deux par un couloir sans brouillard qui suit les collines de l'Artois. Le sud de l'Angleterre est totalement couvert de brouillard. Cette nouvelle nappe

traverse même la Manche et rejoint le brouillard du nord de la France, couvrant ainsi la région du Boulonnais qui restait jusqu'à présent dégagée. Ce fait rejoint les informations météorologiques de la station automatique de Boulogne: Pour cette série de trois jours, le seul brouillard enregistré à Boulogne a en effet démarré le premier décembre vers 17h TU.

- Entre cette image et la dernière de notre série prise le 2 décembre 89 à 3h00 TU (figure 12g), les conditions au pylône n'ont pas varié: le brouillard est resté très dense avec une visibilité au sol de l'ordre de 130 m. Par contre, l'image AVHRR révèle qu'une grande partie de la nappe s'est déjà dissipée: Pratiquement tout le brouillard présent au sud des collines de l'Artois a disparu, alors qu'au nord de cette ligne la nappe s'est un peu étendue vers l'Est et la Belgique. Le brouillard venant d'Angleterre s'étend beaucoup moins au dessus de la Manche et les environs de Boulogne sont de nouveau dégagés. Au sud d'une ligne Boulogne-St Quentin, le brouillard ne reste présent que dans les vallées de la Somme et de la Seine. Il s'est également dissipé dans la vallée du Béthune. Selon les données de la station météorologique de Boulogne, le brouillard était déjà dissipé à 6h TU. Cette station est malheureusement fermée la nuit de 18h TU à 6h TU, et l'heure de dissipation du brouillard à Boulogne n'est ainsi pas connue.

Nous disposons pour cette journée du 2 décembre, d'une image supplémentaire (non reportée ici) enregistrée pendant la journée à 12h40 TU, alors que le site instrumenté était encore sous le brouillard. L'extension spatiale ainsi que la localisation du brouillard n'ont pratiquement pas varié entre cette image et l'image de 3h00 TU (figure 12g): le brouillard s'est un peu dissipé au sud ainsi que vers Arras, et seuls quelques bancs demeurent sur la Seine; mais, la nappe principale est restée remarquablement stable.

Nous avons montré dans cette partie que la méthode de détection multispectrale des brouillards nocturnes permet de suivre l'évolution spatio-temporelle d'une nappe de brouillard.

Lorsque les données satellitaires sont récentes, la détection ne pose pas de problème et même les structures les plus fines de la nappe de brouillard apparaissent nettement. Si par contre les données satellitaires proviennent d'un capteur plus ancien, des traitements supplémentaires sont à effectuer pour obtenir l'extension spatiale du brouillard. En particulier, l'analyse de la variabilité spatiale de la température à $11 \mu\text{m}$, permet d'éliminer la plupart des points qui présentent le même signal $T_3 - T_4$ que le brouillard mais qui ne sont dus qu'au bruit radiométrique. Il faut cependant noter que les moyennes spatiales réalisées sur ces images bruitées interdisent la détection des nappes très localisées dans les vallées.

Jusqu'à présent, nous n'avons utilisé la variabilité spatiale de la température apparente à $11 \mu\text{m}$ que pour éliminer les points qui ne pouvaient pas correspondre à du brouillard. Dans la partie suivante, nous montrons que cette variabilité spatiale peut également permettre de connaître de façon grossière l'extension spatiale des nappes de brouillard, sans avoir recours à la méthode multispectrale.

5) Test de cohérence.

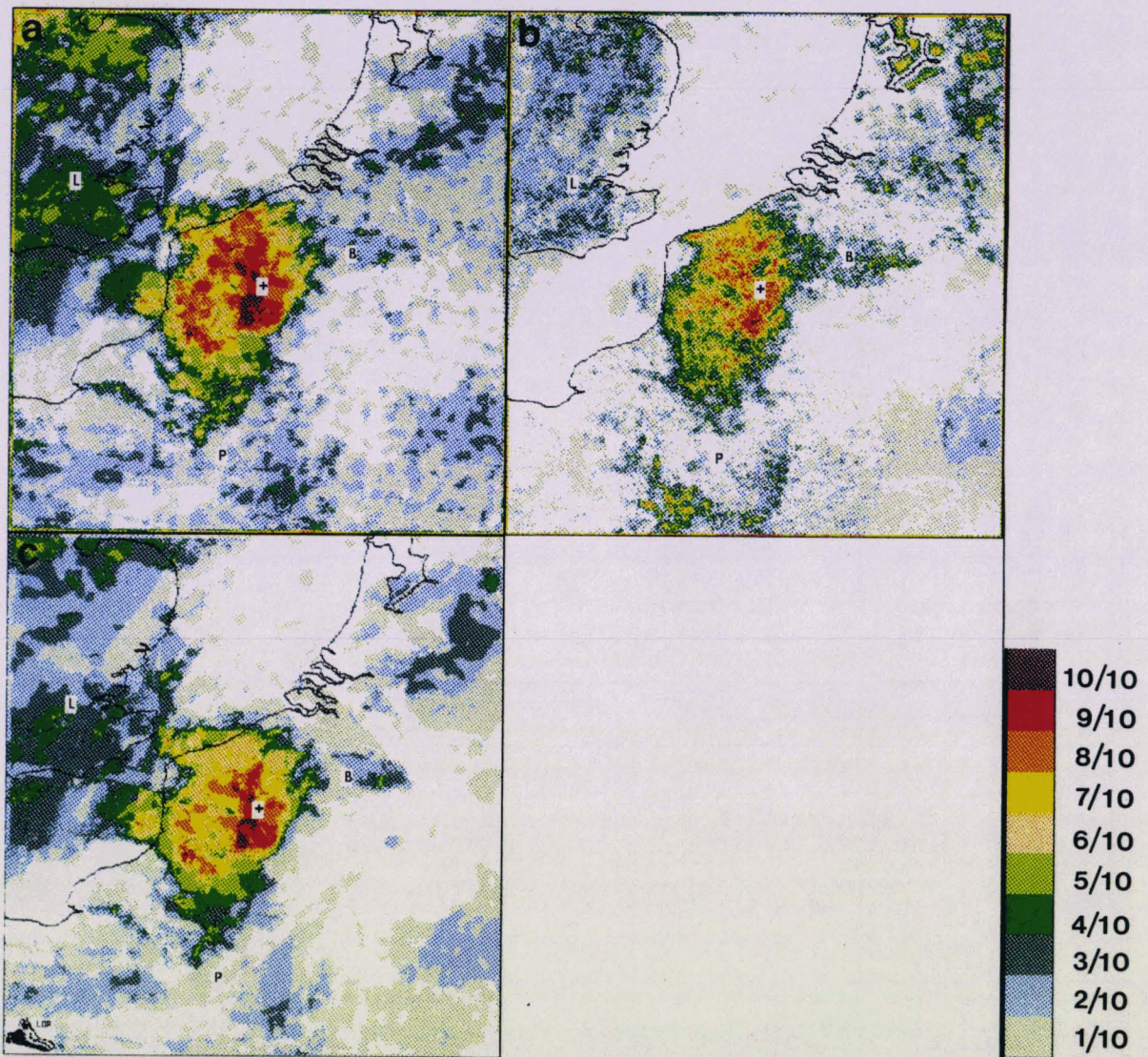
Afin de tester la cohérence des deux méthodes de détection du brouillard nocturne (l'une basée sur la différence de température apparente à 3.7 et $11 \mu\text{m}$, l'autre sur l'homogénéité spatiale du brouillard), nous avons créé, pour chacune de ces méthodes,

une image qui représente la fréquence d'existence de brouillard en un point donné pour les 3 images de la campagne intensive (novembre 1988) et les 7 images de la série précédemment étudiée. Ces résultats sont reportés sur les figures 13a et 13b.

La figure 13a a été réalisée en utilisant les seuls résultats de la méthode de détection multispectrale. Comme nous l'avons vu précédemment, cette méthode suffit pour déterminer l'extension spatiale du brouillard sans ambiguïté lorsque les données satellitaires ne sont pas bruitées (cf figure 3d). Par contre, si le canal 3 de AVHRR est fortement dégradé, le bruit persistant après les moyennes spatiales laisse apparaître des zones qui ne correspondent pas à du brouillard bien qu'elles aient la même signature radiométrique ($T_3 - T_4$) que celui-ci (cf figures 10a et 10b).

La figure 13b est obtenue à l'aide de l'analyse de la variabilité spatiale: Les pixels correspondant au brouillard sont sélectionnés lorsque leur variance spatiale est inférieure à 0.3 K. Il faut noter que les pixels correspondant à la mer sont préalablement éliminés par un seuil sur la température apparente à 11 μm . En effet, la température de la mer se caractérise par une variance très faible qui est même inférieure à celle observée en général pour le brouillard (cf figure 3b). Ainsi, lorsque le brouillard empiète sur la mer, il apparaît souvent moins homogène que celle-ci. La méthode de seuil sur la variance spatiale n'est donc pas appliquée à la détection des brouillards qui s'étendent sur la mer.

Malgré quelques différences, les figures 13a et 13b sont remarquablement similaires sur toute la partie Nord de la France. En effet, mis à part le problème du brouillard qui empiète sur la mer, du brouillard très localisé dans les méandres de la Seine et d'une zone dont la température est toujours très homogène au Sud de Paris,



13a 13b

Figure 13: 13c

Fréquence d'existence du brouillard pour les 10 images étudiées

- a) Méthode multispectrale seule
- b) Méthode de seuil sur la variance spatiale
- c) Méthode multispectrale et méthode de seuil sur la variance spatiale

l'extension spatiale générale ainsi que la fréquence plus ou moins importante pour les 10 images sont tout à fait comparables. Les deux méthodes indépendantes de détection des brouillards nocturnes sont donc bien cohérentes entre elles et sont en fait complémentaires.

Il faut en effet rappeler que l'analyse de la seule variabilité spatiale n'est pas toujours suffisante pour détecter une nappe de brouillard. Ceci était clairement mis en évidence sur la figure 1b où tout le nord de la France présentait des variances très faibles alors qu'aucun brouillard n'était présent. De même, l'analyse des seules différences de températures radiatives à 3.7 et 11 μm peut conduire à des résultats erronés lorsque les données du canal 3 de AVHRR sont très dégradées.

Nous avons reporté sur la figure 13c le résultat combiné de la méthode de détection multispectrale et de la méthode de seuil sur la variance spatiale de la température apparente à 11 μm . Cette figure regroupe en fait les résultats présentés sur les figures 10c, 10d et 12 a, b, c, d, e, f, g. Elle comprend également l'extension spatiale du brouillard présent le 7 novembre 1988, qui est quasiment celle qui apparaît sur la figure 2d.

La figure 13c nous montre que l'extension spatiale des nappes de brouillard est souvent importante: ce sont pratiquement tout le Nord de la France ainsi que l'Est de la Belgique qui sont concernés. Seules les régions du Boulonnais, les Ardennes et la Seine Maritime semblent épargnées. On peut également remarquer que le brouillard s'étend souvent au dessus de la mer, notamment au large de Dunkerque et dans le prolongement de la Somme.

6) Conclusion.

C'est pendant la nuit que les brouillards radiatifs se forment et sont les plus dangereux pour le trafic routier et aérien. La détection de ces brouillards nocturnes à l'aide des données satellitaires permet de connaître les zones d'apparition et les régions les plus souvent touchées par le brouillard.

Nous avons montré qu'il était possible de réaliser cette détection de deux façons indépendantes dont les résultats sont comparables et encourageants: l'emploi simultané de la méthode de détection multispectrale et de la méthode de seuil sur la variance spatiale permet d'obtenir avec une assez bonne précision les limites de la nappe de brouillard même lorsque les données satellitaires sont très dégradées. Ces méthodes devraient permettre de réaliser dans l'avenir, une véritable cartographie des zones "à risque", en multipliant les événements observés. La campagne intensive de l'hiver 1991, doit notamment être l'occasion de tester à nouveau ces méthodes de détection. Le réseau de visibilimètres en cours d'implantation sur la région Nord- Pas de Calais permettra de plus une validation plus précise de ces méthodes de détection, car trop peu d'informations météorologiques sont à présent disponibles pendant la nuit.

CHAPITRE II

CHAPITRE II

Détermination de l'épaisseur optique d'une nappe de brouillard.

1) Introduction.

La télédétection a été utilisée jusqu'à présent pour déterminer l'extension spatiale du brouillard. Celle-ci peut être effectuée à partir des canaux 3 et 4 de AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) dans le cas des brouillards nocturnes, et ne pose pas de problèmes majeurs pour les brouillards persistant le jour, la valeur de la réflectance dans le canal 1 étant beaucoup plus élevée en présence de brouillard que par ciel clair. Par contre, peu de travaux ont été consacrés à une approche plus quantitative, c'est à dire visant à la détermination de paramètres critiques du brouillard. Ainsi, Paul et al (1987) ont déterminé l'altitude du sommet de la couche de brouillard à l'aide d'un modèle numérique de terrain de la chaîne des Vosges permettant l'identification des sommets émergents.

Nous cherchons ici à obtenir une information sur le contenu en eau liquide présent dans la couche de brouillard, paramètre jouant un rôle essentiel dans l'équilibre thermodynamique et donc l'évolution du brouillard. Pour déterminer le contenu en eau des nuages, deux méthodes sont utilisées:

- i) La radiométrie micro-onde (Yeh et Liou, 1983; Pandey et al, 1983) dont la

sensibilité est voisine de 0.3 g.cm^{-2} (Prabhakara et al, 1982). Néanmoins, compte tenu de la variabilité de la réflectance de la surface qui dépend entre autres de son humidité (Bernard et al, 1983), et du fait que la forte émissivité du sol (0.8 à 1) donne un signal radiométrique du même ordre de grandeur que celui de l'eau contenue dans l'atmosphère (Staelin et al, 1976), cette méthode n'est en fait applicable que sur mer. De plus, malgré des densités pouvant atteindre 0.5 g.m^{-3} (Roach et al, 1976; Pinnick et al, 1978; Jiusto et Lala, 1983), l'épaisseur des couches de brouillard qui dépasse rarement 200 mètres entraîne des contenus en eau souvent trop faibles pour pouvoir être appréciés par cette méthode de détection micro-onde.

-ii) L'autre méthode consiste à inverser l'équation de transfert du rayonnement afin d'obtenir son épaisseur optique à partir de la mesure de la réflectance. Cette méthode est largement utilisée (Arking et Child, 1985; King, 1987), notamment dans ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) (Rossow et al, 1985) pour déterminer l'épaisseur optique des nuages de façon opérationnelle. Son inconvénient évident est qu'elle ne fonctionne que de jour. Elle est également limitée par la saturation des réflectances aux épaisseurs optiques élevées.

Dans ce travail, nous appliquons cette méthode à la détermination de l'épaisseur optique du brouillard. Dans ce cas particulier, la difficulté essentielle est liée aux incidences solaires élevées. En effet, le brouillard est un phénomène généralement hivernal et qui, dans la plupart des cas, ne persiste guère dans la journée, sa dissipation étant liée au réchauffement du sol par l'absorption du rayonnement solaire. Ainsi, bien que les contenus en eau du brouillard soient modérés, les incidences sont telles que les réflectances sont importantes et plus proches de la saturation, donc moins sensibles à l'épaisseur optique de la couche que dans le cas d'incidences plus faibles (Vehil et al, 1989). Les problèmes à considérer dans cette étude concernent l'anisotropie du

rayonnement réfléchi par le brouillard, l'influence perturbatrice de l'atmosphère surmontant la couche (problèmes accentués par les incidences solaires rasantes), et celle de la réflectivité du sol.

Ces effets ont été simulés à l'aide d'un code de transfert radiatif basé sur la méthode des ordonnées discrètes (Stamnes et al, 1988); ce code calcule les luminances réfléchies par une atmosphère diffusante verticalement inhomogène. Les épaisseurs optiques obtenues grâce à ce code, par inversion des réflectances mesurées au sommet de l'atmosphère, sont ensuite comparées à celles déterminées de façon indépendante à partir des données pyranométriques du pylône instrumenté.

2) Données.

2.1) Données satellitaires.

Le satellite le mieux adapté à l'étude de l'évolution spatio-temporelle d'une couche de brouillard aurait été un satellite géostationnaire tel que Météosat qui permet d'obtenir une image toutes les 30 minutes. Malheureusement, la sensibilité du radiomètre visible de Météosat est assez mauvaise (codage sur 6 bits jusqu'à juin 1989) ce qui empêche d'accéder à des données physiques fiables. De plus sa résolution spatiale devient médiocre (1 pixel \approx 32 km²) pour les régions à latitudes élevées telles que la région Nord de la France (50.5° N).

Ces limitations nous ont incité à utiliser de préférence les données du radiomètre AVHRR embarqué sur les satellites héliosynchrones polaires de la NOAA. La résolution spatiale et la sensibilité de AVHRR sont nettement supérieures à celles du capteur de Météosat ($2 \leq$ pixel \leq 6 km², codage sur 10 bits), mais l'orbite héliosynchrone

restreint le nombre d'images disponibles. La zone géographique survolée ainsi que l'heure à laquelle elle est visée, dépendent de l'heure de passage au nœud ascendant (HNA=19h30 pour NOAA10 et 13h40 pour NOAA11 en temps solaire local) et de la longitude au nœud ascendant. Cette dernière se décalant de 26° entre deux orbites consécutives, le nombre d'images de jour est en fait au maximum de 4 par jour (2 par satellite).

Nous nous sommes particulièrement intéressés aux données du 8 février 1989 correspondant à un brouillard persistant sur le Nord de la France. Pour cette journée, nous disposons de trois scènes enregistrées par AVHRR: à 8h30 TU (NOAA 10), 12h00 TU (NOAA 11) et 13h45 TU (NOAA 11).

Les canaux 1 et 2 de AVHRR permettent la mesure de la luminance dans la partie visible et proche infra-rouge du spectre solaire. En ce qui concerne l'absorption gazeuse, le canal 1 ($0.55 - 0.78 \mu\text{m}$) est affecté par la bande de Chappuis de l'ozone, tandis que le signal mesuré dans le canal 2 ($0.62 - 1.04 \mu\text{m}$) est modifié par l'absorption due à la vapeur d'eau ainsi que par la raie étroite de l'oxygène moléculaire à $0.76 \mu\text{m}$. Cette absorption gazeuse ainsi que la diffusion par les molécules et les aérosols doit être prise en compte lors de l'inversion des réflectances mesurées dans l'un ou l'autre de ces deux canaux.

Malgré les bonnes performances des radiomètres AVHRR en résolution spatiale et en sensibilité, les données doivent être utilisées avec prudence car il n'y a pas d'étalonnage des capteurs visible et proche infra-rouge à bord du satellite. La sensibilité des radiomètres AVHRR étant connue pour sa variation au cours du temps (Whitlock et al, 1988), nous avons cherché à connaître le comportement des radiomètres de NOAA 10 et 11 utilisés pour l'étude de cas du 8 février 1989.

Afin d'estimer la dégradation de ces capteurs (qui peut être due au stockage précédant le lancement et aux conditions extrêmes du vide), des étalonnages post-lancement sont effectués en utilisant comme cible des zones spatialement homogènes et de réflectance connue; il s'agit généralement de déserts et de nuages. Dans le cas des déserts, la réflectance de la cible est connue à partir de mesures aéroportées (Abel et al, 1988) ou est supposée invariante dans le temps (Holben et al, 1990). Dans le cas des nuages, Justus (1990) calcule la réflectance hémisphérique de la couche de nuages à l'aide d'un modèle de transfert radiatif à partir de mesures pyranométriques au sol. Cette méthode utilise des fonctions bidirectionnelles empiriques (Taylor et Stowe, 1984) pour obtenir la réflectance émergeant au sommet de l'atmosphère dans la direction du satellite à partir de la réflectance hémisphérique.

Ces différentes méthodes d'étalonnage ont été appliquées au radiomètre embarqué sur NOAA11. Elles mettent toutes en évidence une perte de sensibilité des capteurs 1 et 2: les coefficients d'étalonnage mesurés en vol (aux alentours du 8 février 1989) sont comparés à celui déterminé avant le lancement du satellite dans le tableau 1. Une large incertitude demeure sur ces valeurs: pour le canal 1, la moyenne obtenue par Justus (1990) est de $0.52 \text{ W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}.\text{sr}^{-1}.\text{count}^{-1}$ alors que celle de Holben et al (1990) est de 0.60; pour le canal 2, la valeur varie entre 0.35 et 0.41 selon les auteurs.

Comme nous le verrons par la suite, cette forte imprécision sur la valeur des coefficients d'étalonnage peut être la principale cause d'erreur pour la détermination de l'épaisseur optique du brouillard. Comme tous les NOAA pairs, le satellite NOAA10 est très peu utilisé pour les canaux visible et proche infra-rouge, ses heures de passage correspondant le matin et le soir à une hauteur solaire en général trop faible, et il n'y a pas d'étude relative à l'étalonnage post-lancement pour la période qui nous concerne.

2.2) Mesures effectuées au sol

Le programme d'observation du brouillard dans la région Nord de la France comporte une importante instrumentation au sol permettant de décrire les 80 premiers mètres de l'atmosphère. Ces mesures in situ permettent de valider les épaisseurs optiques déduites des données satellitaires.

L'instrumentation du site de mesures, localisé à Carnin (50.52° N, 2.97° E), comprend en routine environ 70 capteurs (rayonnement, humidité, température, visibilité, vent...) répartis sur un pylône principal de 80 mètres, 3 mâts de 5 m ainsi que des mesures dans le sol. Ce site reçoit une instrumentation supplémentaire, essentiellement microphysique, lors des campagnes intensives de mesure.

Du point de vue rayonnement solaire, nous disposons de pyranomètres à coupoles claires (0.3 - 3 μm) et rouges (0.6 - 3 μm) mesurant les flux descendants et montants à 80 m ainsi que les flux descendants au niveau du sol. Le brouillard étudié ici ayant une épaisseur supérieure à 80 mètres, son épaisseur optique est déterminée à partir de la mesure des flux descendants au sol.

3) Codes radiatifs.

3.1) Calcul des flux.

Le code radiatif utilisé pour simuler les flux mesurés au sol comprend 208 intervalles spectraux de 0.2 à 4 μm . La résolution de ce programme est de 100 cm^{-1} dans le proche infra-rouge où a lieu l'absorption par la vapeur d'eau, et de 400 cm^{-1} pour les longueurs d'onde inférieures à 0.7 μm . Dans chaque intervalle spectral, les fonctions de

transmission gazeuses sont développées en somme d'exponentielles selon la méthode de Wang et Ryan (1983). Le traitement de la diffusion multiple est effectué à l'aide de la "Practical Improved Flux Method" (Zdunkowski et al, 1980). Ce code radiatif a été testé dans le cadre de ICRCM (InterComparison of Radiative Codes for Climate Models) avec une atmosphère décomposée en 32 couches (Luther et al, 1988): sa précision est de quelques $W.m^{-2}$ lorsqu'on le compare à un programme de calcul raie par raie pour les atmosphères purement absorbantes ou aux autres programmes à haute résolution spectrale pour les atmosphères diffusantes.

Ici, les propriétés optiques du brouillard ainsi que celles des aérosols découlent de mesures réalisées in situ en novembre 1988 et février 1989. Les aérosols sont distribués suivant un profil exponentiel d'échelle de hauteur 1 km (O'Brien et Mitchell, 1988) tandis que la couche de brouillard est supposée homogène. Les flux calculés dans chaque intervalle spectral ont été pondérés par les fonctions filtres des coupoles de chaque pyranomètre.

3.2) Calcul des luminances.

La méthode utilisée pour le calcul des luminances enregistrées dans les canaux 1 et 2 de AVHRR est très similaire à celle utilisée pour le calcul des flux. La différence essentielle concerne le traitement de la diffusion multiple qui est maintenant effectué à l'aide de l'algorithme des ordonnées discrètes (Stamnes et al, 1988). Contrairement au calcul des flux pour lequel il suffit généralement de ne prendre en compte que le premier moment de la décomposition de la fonction de phase en polynômes de Legendre, la détermination précise des luminances nécessite de décomposer la fonction de phase en tous ses moments. Afin de réduire le nombre de moments, nous avons utilisé une

méthode de troncature (Potter, 1970) permettant de remplacer la pointe avant du diagramme de diffusion par une fonction de Dirac (le rayonnement est considéré comme directement transmis pour les petits angles de diffusion). Cette troncature a permis de décrire de façon satisfaisante le diagramme de diffusion des gouttes de brouillard et celui des aérosols avec un nombre de moments limité à 20.

De même, comme les canaux 1 et 2 de AVHRR sont situés dans des fenêtres atmosphériques, nous avons pu limiter à 4 le nombre de couches atmosphériques: le brouillard est présent dans une première couche de 100 mètres d'épaisseur (ordre de grandeur de l'épaisseur des brouillards radiatifs). La deuxième couche représente l'atmosphère comprise entre 100 m et 2 km d'altitude, tandis que la troisième va de 2 km à la tropopause. Dans chacune de ces trois couches, l'interaction entre l'absorption gazeuse et la diffusion par les molécules, les aérosols et éventuellement les gouttes de brouillard est prise en compte. Dans la dernière couche (au-delà de la tropopause), seule intervient l'absorption par l'ozone.

4) Sensibilité aux différents paramètres.

Nous avons utilisé cette méthode de calcul des luminances pour déterminer l'épaisseur optique d'un brouillard présent sur le Nord de la France à partir de la mesure dans les canaux 1 et 2 de AVHRR. Dans cette partie, nous évaluons la sensibilité de cette inversion aux différents paramètres atmosphériques, pour les conditions géométriques relatives aux trois images du 8 février 1989. Les résultats sont reportés dans les tableaux 2 (canal 1) et 3 (canal 2), et sont discutés dans la suite.

4.1) Influence de l'absorption gazeuse.

4.1.1) *Ozone:*

L'absorption due à l'ozone présent dans l'atmosphère affecte le signal mesuré dans le canal 1 de AVHRR. Les quantités d'ozone moyennées mensuellement par bandes de 10° de latitude, sont de l'ordre de 0.4 cm.atm en hiver au voisinage de 55° N (Dobson, 1968; London et al, 1976). Néanmoins, la distribution longitudinale de l'ozone pour les latitudes moyennes de l'hémisphère Nord indique un minimum aux environs de 0° de longitude (Hilsenrath et Schlesinger, 1981). Ceci entraîne que les moyennes par bandes de latitude ont tendance à surestimer la quantité d'ozone présente au Nord de la France ($\approx 50.5^\circ$ N, 3° E). De plus, ces moyennes mensuelles intègrent des variations temporelles qui peuvent être très importantes d'un jour à l'autre (Dobson, 1968; Kerr, 1973; Krueger et al, 1980).

Aussi, afin d'avoir une estimation plus précise de la teneur en ozone de l'atmosphère pour la zone et la date considérée, nous avons utilisé les mesures du satellite SAGE II (Stratospheric Aerosols and Gases Experiment; Chu et al, 1989). Le radiomètre embarqué sur ce satellite permet d'obtenir, par mesure d'occultation solaire, le profil d'ozone à partir du sommet de l'atmosphère jusqu'à une altitude de 11 km; les résultats pour les altitudes inférieures sont entachés d'erreurs très importantes. Pour compléter ces profils dans les basses couches, nous avons utilisé le profil standard représentatif du mois de janvier aux latitudes moyennes (WCP-112, 1986). Les 11 premiers kilomètres de ce profil correspondent à un contenu intégré en ozone de 0.056 cm.atm.

Les données de SAGE II les plus proches dans le temps et dans l'espace du cas que nous étudions (8 février 1989, 50.5° N, 3° E), sont celles enregistrées du 29 janvier au 2

février (voir tableau 4). A cause de l'orbitographie de SAGE II, il n'y a pas eu de sondage réalisé sur le Nord de la France le 8 février 1989. Néanmoins ces données, proches dans le temps et dans l'espace nous donnent une idée de la valeur du contenu intégré et de sa variabilité.

Les variations temporelles et longitudinales étant difficiles à séparer et à extrapoler, nous avons déterminé les épaisseurs optiques à partir des luminances enregistrées dans le canal 1 de AVHRR avec une valeur moyenne de 0.32 cm.atm, et étudié la sensibilité de cette détermination à des contenus variant de ± 0.05 cm.atm. On peut noter que ce contenu de 0.32 cm.atm est nettement plus faible que les valeurs découlant des moyennes réalisées par bandes de latitude (≈ 0.4 cm.atm).

Une incertitude de ± 0.05 cm.atm sur la quantité d'ozone entraîne des erreurs sur l'épaisseur optique du brouillard déterminée à partir du canal 1 de 4 à 13% selon la masse d'air traversée (tableau 2, colonne a). Une connaissance insuffisante du contenu en ozone est donc une cause d'erreur importante pour la détermination de l'épaisseur optique du brouillard à partir des données du canal 1 de AVHRR. Les mesures effectuées dans le canal 2 ne sont pas affectées par l'absorption par l'ozone; par contre, elles le sont par l'absorption due à la vapeur d'eau.

4.1.2) *Vapeur d'eau.*

Pour le calcul de l'absorption gazeuse due à la vapeur d'eau, nous avons utilisé les données des radiosondages de la station météorologique de Uccles située près de Bruxelles, soit à une centaine de kilomètres du pylône instrumenté. Au-dessus de 8 km d'altitude ces données ont été complétées à partir du profil Midlatitude Winter de Mc Clatchey et al (1971). Le contenu total de vapeur d'eau était de 1.09 g.cm^{-2} le 8 février à

midi et de 1.04 g.cm^{-2} à minuit.

L'inversion des luminances mesurées dans le canal 2 a été réalisée avec un contenu de 1.1 g.cm^{-2} en vapeur d'eau. En ce qui concerne l'incertitude sur cette valeur, nous avons considéré que la quantité de vapeur d'eau pouvait varier de $\pm 10\%$. Les écarts consécutifs sur l'épaisseur optique du brouillard sont de l'ordre de 2 à 4% (tableau 3, colonne a). Dans le cas présent où le contenu en eau est faible et relativement bien connu, le canal 2 semble ainsi mieux adapté que le canal 1, du point de vue de la seule absorption gazeuse, pour la détermination de l'épaisseur optique du brouillard.

4.2) Influence des aérosols.

La composition en aérosols de l'atmosphère a été déduite de mesures réalisées au sol au Laboratoire d'Optique Atmosphérique, à environ 20 km du pylône instrumenté. Ces mesures, qui ne peuvent être effectuées que par temps clair, ont été acquises le 27 janvier ainsi que les 9 et 10 février 1989 (l'événement brouillard étudié ici est apparu le 8 février).

L'épaisseur optique des aérosols ainsi que sa dépendance spectrale ont été déduites de mesures d'extinction du rayonnement solaire direct, réalisées à l'aide d'un radiomètre comportant 11 filtres centrés sur 7 longueurs d'onde de 0.45 à $1.6 \mu\text{m}$. Ces mesures d'épaisseur optique ont été accompagnées de mesures d'auréole à 850 nm, donnant la fonction de phase des aérosols pour les angles de diffusion compris entre 30° et 30° . La mesure simultanée de l'épaisseur optique des aérosols à plusieurs longueurs d'onde et de leur diagramme de diffusion permet de reconstruire complètement la distribution granulométrique de ces aérosols (Tanre et al, 1988): la distribution en taille des petites particules ($r \leq 1 \mu\text{m}$) est retrouvée à partir de l'inversion des épaisseurs

optiques spectrales par la méthode de King et al (1978); les particules plus grosses ne faisant pas varier la dépendance spectrale de l'épaisseur optique, elles n'influencent pas le résultat de l'inversion. La distribution en taille de ces grosses particules ($1 \leq r \leq 10 \mu\text{m}$) est obtenue à partir des mesures de fonction de phase, en utilisant la méthode d'inversion de Chahine (Santer et Herman, 1983).

Durant les journées du 27 janvier et du 9 février, l'épaisseur optique des aérosols est restée pratiquement inchangée, de l'ordre de 0.17 à 550 nm. Cette stabilité temporelle accompagnée des conditions anticycloniques favorisant l'apparition du brouillard le 8 février, nous permet de considérer que les aérosols mesurés le 9 février étaient sensiblement les mêmes que ceux qui surmontaient la couche de brouillard la veille.

La journée du 10 février est caractérisée par une matinée stable pendant laquelle l'épaisseur optique moyenne des aérosols est de 0.24. Cette période de stabilité est suivie d'une forte augmentation de l'épaisseur optique des aérosols à partir de 10h TU. Cette augmentation s'est poursuivie pendant toute la durée des mesures jusqu'à atteindre la valeur de 0.35 à 16h TU. Pour la suite, nous nous sommes limités aux mesures du 9 février et à celles de la période stable du 10 février.

A partir de la distribution en taille des aérosols, nous avons déterminé à l'aide de la théorie de Mie les propriétés optiques des aérosols présents dans l'atmosphère pour les longueurs d'onde correspondant aux canaux 1 et 2 de AVHRR. L'indice de réfraction des aérosols est fixé à 1.5 pour la partie réelle et $5 \cdot 10^{-3}$ pour la partie imaginaire. Malgré une épaisseur optique plus élevée le 10 que le 9, les aérosols mesurés ces deux jours ont des propriétés optiques relativement similaires (cf tableau 5).

Les aérosols sont caractérisés par une dépendance spectrale importante de leur épaisseur optique, et par une absorption relativement faible ($\omega_0 \approx 0.96$), intermédiaire

entre le type "maritime" et le type "continental" (WCRP, 1986). Leur coefficient d'asymétrie de l'ordre de 0.6 est caractéristique de particules aux dimensions réduites qui n'entraînent pas une diffusion vers l'avant très marquée; ainsi, du point de vue du diagramme de diffusion, les particules présentes sur le Nord de la France le 9 et 10 février 89 s'apparentent plus à des aérosols du type "continental".

Les aérosols mesurés le 9 février sont sans doute plus représentatifs que ceux du 10 février pour la détermination de l'épaisseur optique du brouillard du 8 février. Néanmoins, pour estimer l'influence des aérosols, nous avons calculé les erreurs engendrées sur l'épaisseur optique du brouillard par le fait de prendre en compte les aérosols présents le 10 à la place de ceux du 9 février. Les valeurs des erreurs sont reportées dans les tableaux 2 et 3, colonnes b. Elles sont en général inférieures à 5 %, sauf dans le cas où l'épaisseur optique du brouillard est très faible ou pour les angles solaires élevés ($\theta_0 = 80^\circ$).

Il est important de souligner que la connaissance des aérosols présents dans l'atmosphère est importante pour notre inversion. En effet, sans cette information, les erreurs sur l'épaisseur optique du brouillard retrouvée en utilisant des aérosols de type "maritime", ou de type "continental", auraient été de l'ordre de 20 à 60 %.

4.3) Influence de la taille des gouttes du brouillard.

Indépendamment de la composition de l'atmosphère, les hypothèses faites quant aux propriétés optiques de la couche de brouillard sont susceptibles d'entraîner des erreurs dans la détermination de l'épaisseur optique.

En effet, de nombreuses mesures réalisées sur le site instrumenté pendant une campagne intensive au cours de l'automne 1988, ont révélé une assez grande diversité

dans les spectres de gouttes des différents brouillards rencontrés. Malheureusement, de telles mesures ne peuvent être effectuées en routine et la granulométrie du brouillard étudié ici (février 1989) n'est pas connue. Afin d'étudier la sensibilité de l'inversion aux propriétés microphysiques du brouillard, nous avons choisi deux de ces granulométries correspondant l'une à un brouillard dense (G1) et l'autre à un brouillard proche de la brume (G2). Ces granulométries ont sensiblement le même nombre de petites gouttes (de rayon inférieur à 4 μm) mais le nombre de grosses gouttes est minimal pour G2 et maximal pour G1 ce qui entraîne des contenus en eau liquide extrêmes (voir tableau 6).

Les épaisseurs optiques du brouillard déterminées en utilisant la fonction de phase correspondant à l'une ou l'autre de ces granulométries sont notablement différentes. Les écarts sont généralement de l'ordre de 15% dans le canal 1 et 20% dans le canal 2 (tableaux 2 et 3, colonnes c). Ceci signifie que pour déterminer l'épaisseur optique du brouillard par télédétection avec précision, il faut au préalable avoir une idée de la composition microphysique de ce brouillard.

De plus, les mesures réalisées sur le site instrumenté ne donnent la distribution en taille des gouttes qu'au niveau du sol. Nous avons considéré que cette distribution en taille restait constante dans toute la couche mais la répartition en altitude de la taille des gouttes peut être une cause importante d'erreur. Certaines mesures (Pinnick et al, 1978; Kunkel, 1984) semblent en effet indiquer que les plus grosses gouttes ne se trouvent pas au niveau du sol et que les contenus en eau liquide, fortement influencés par le nombre de grosses gouttes, augmentent avec l'altitude.

L'épaisseur géométrique de la couche (fixée dans le modèle à 100 m) a quant à elle peu d'influence sur les résultats de l'inversion: deux couches de brouillard homogènes, de même épaisseur optique, mais de 100 ou 200 mètres d'épaisseur géométrique donnent

des valeurs de réflectance au sommet de l'atmosphère qui ne diffèrent pas de plus de 0.004. Ces différences dues aux molécules et aux aérosols présents entre 100 et 200 m d'altitude introduisent des différences d'épaisseur optique du brouillard toujours inférieures à 2% à $\theta_0=60^\circ$ et 5% à $\theta_0=80^\circ$ dans chacun des deux canaux de AVHRR.

4.4) Influence de la réflectance du sol.

La dernière variable qui intervient dans la modélisation est l'albédo de surface. La difficulté d'estimer cette variable provient de l'anisotropie de la réflectance du sol. La surface située sous une nappe de brouillard et donc inobservable depuis satellite reçoit en effet un rayonnement essentiellement diffus, alors que les réflectances de sol observables depuis satellite par ciel clair correspondent à des angles d'éclairement et de visée particuliers. Le passage des réflectances bidirectionnelles aux réflectances hémisphériques (albédos) implique l'utilisation de fonctions bidirectionnelles établies à partir de mesures effectuées au voisinage du sol et qui dépendent du type de sol considéré (par exemple, Kriebel, 1978; Kimes et Sellers, 1985; Walthall et al, 1985).

La formation des brouillards radiatifs étant une caractéristique plutôt hivernale, les types de surface présents dans le Nord de la France à cette époque sont essentiellement des sols peu herbeux. Ce type de terrain se caractérise du point de vue radiatif par une très forte rétrodiffusion. Ce phénomène dû principalement aux ombres portées par les rugosités est d'autant plus marqué dans le cas présent que les élévations solaires sont faibles pendant la saison hivernale:

Les valeurs de réflectances bidirectionnelles mesurées dans les canaux 1 et 2 de AVHRR le lendemain (9/02/89) de l'événement brouillard sont reportées sur les figures

1 a et b. Les coefficients de calibration utilisés sont ceux déterminés plus loin (cf. section 5). Les images ont été corrigées des effets atmosphériques à l'aide du code radiatif décrit dans la partie 3ii) en utilisant les paramètres atmosphériques présentés précédemment. On observe bien sur la Manche des valeurs de réflectance de mer voisines de zéro dans le canal 2: typiquement 0.01 - 0.02; des valeurs très légèrement négatives auraient été obtenues si la correction atmosphérique avait été effectuée en utilisant les caractéristiques en aérosol du 10/02/89 au lieu de celles du 9/02/89. Les histogrammes des réflectances de surface dans la zone d'étude du brouillard (indiquée par un rectangle) sont reportés sur les figures 1c et 1d. On observe une faible variabilité spatiale de la réflectance du sol pour la zone étudiée: la déviation standard de la réflectance dans le canal 1 est de 0.011 autour d'une moyenne de 0.052; dans le canal 2, la déviation standard est de 0.034 autour d'une moyenne de 0.188.

Les valeurs de l'angle zénithal solaire θ_0 , de l'angle zénithal d'observation θ_v et de la différence d'azimut $\phi = \phi_0 - \phi_v$ représentatives de la zone étudiée le 9/02/89 sont reportées dans le tableau 7. Les valeurs de l'albédo de surface correspondant aux valeurs moyennes de réflectance bidirectionnelle sont également reportées: elles ont été calculées en utilisant les fonctions bidirectionnelles de Kriebel (1978) correspondant à des mesures aéroportées réalisées au dessus de divers types de surfaces: marécage, pâture et forêt de conifères. En choisissant des modèles de sol aussi différents, plus ou moins représentatifs de la couverture végétale présente sur le Nord de la France, nous espérons déterminer l'incertitude maximale sur l'albédo de la surface. Le même traitement a été effectué sur un ensemble de pixels représentatifs de l'ensemble de la région mais correspondant à des conditions de ciel clair à la fois le 8 et le 9 février. On observe des différences importantes de réflectance bidirectionnelle d'une image à l'autre à cause des différences de conditions de visée. Par contre, les valeurs d'albédo

déterminées en utilisant les mesures de Kriebel (1978) correspondant au marécage et à la pâture, varient très peu d'un jour à l'autre aussi bien dans le canal 1 que dans le canal 2.

En pratique, la détermination de l'épaisseur optique du brouillard a été effectuée en prenant une valeur d'albédo de surface constante sur toute l'image: 0.07 dans le canal 1 et 0.18 dans le canal 2. Compte tenu de la variabilité spatiale de l'albédo de surface et de l'incertitude concernant les fonctions bidirectionnelles, nous avons recherché les variations d'épaisseur optique du brouillard entraînées par une modification de l'albédo du sol de ± 0.02 (deux fois la déviation standard) dans le canal 1 et de ± 0.07 dans le canal 2. Ces variations d'épaisseur optique, reportées dans les tableaux 2 et 3 (colonnes d), sont de l'ordre de 4% dans le canal 1 et de 20% dans le canal 2 pour des valeurs d'épaisseur optique de l'ordre de 4. Ces variations sont plus importantes, tout au moins en valeur relative, pour les faibles valeurs d'épaisseur optique pour lesquelles la valeur de la réflectance du sol devient du même ordre de grandeur que celle du brouillard. L'incertitude liée à la valeur de l'albédo devient bien sûr négligeable dans le cas de brouillards très denses.

La valeur de l'albédo du sol peut donc être une cause d'erreur importante lorsque l'on utilise les valeurs de luminance enregistrées dans le canal 2 de AVHRR pour déterminer l'épaisseur optique du brouillard. Par contre, pour le canal 1, l'incertitude liée à l'albédo de surface est faible comparée aux autres incertitudes reportées précédemment.

4.5) Précision de l'inversion.

L'étude de sensibilité qui vient d'être effectuée permet de constater que

l'incertitude sur la taille des gouttes du brouillard est la principale source d'erreur lorsque l'on veut déterminer l'épaisseur optique du brouillard à partir des luminances enregistrées dans les canaux 1 et 2 de AVHRR. Les deux granulométries considérées ici (enregistrées in situ pendant la campagne de mesures intensive en novembre 1988) correspondaient à des brouillards ayant des densités et donc des épaisseurs optiques très différentes (cf tableau 6, colonne LWC). Si les épaisseurs optiques retrouvées en inversant les données satellitaires avec ces deux types de granulométrie sont élevées, il peut paraître logique de privilégier les résultats obtenus avec la granulométrie correspondant au brouillard dense. Toutefois, les mesures de granulométrie utilisées ici sont trop limitées dans le temps et surtout dans l'espace (un seul site) pour qu'il soit possible de diminuer notablement l'incertitude correspondante.

Dans le canal 2, les incertitudes liées à la méconnaissance de l'albédo du sol sont pratiquement du même ordre de grandeur que celles relatives à la granulométrie du brouillard. Ces incertitudes importantes sont dues aux contrastes assez faibles entre la réflectance de la surface et celle du brouillard: les épaisseurs optiques des brouillards sont en général faibles alors que dans ce canal les réflectances du sol sont élevées. Pour les plus faibles valeurs ($\tau_b \leq 1$), l'épaisseur optique du brouillard est quasiment indéterminée alors que l'incertitude n'est plus que de 2% pour une valeur d'épaisseur optique égale à 32. Dans le canal 1, où les valeurs de réflectance de sol ainsi que leur variabilité spatiale sont plus faibles, l'incertitude correspondante est presque négligeable.

Parmi les causes d'incertitude viennent ensuite, dans les deux canaux, les incertitudes liées aux aérosols. Celles-ci sont ici relativement faibles: typiquement 5 à 10% de la valeur de l'épaisseur optique du brouillard. Il est toutefois important de noter

que nous disposions de mesures in situ, ce qui a permis de réduire notablement les incertitudes liées aux aérosols. En effet, si l'on n'avait pas disposé de telles mesures et que l'inversion avait été réalisée avec des aérosols standards "maritimes" ou "continentaux", l'erreur liée aux propriétés des aérosols (notamment leur absorption) serait devenue la principale cause d'erreur dans les deux canaux.

Enfin, en ce qui concerne l'absorption gazeuse, l'incertitude sur la quantité d'ozone présente dans l'atmosphère entraîne des incertitudes de l'ordre de 5 à 10% dans le canal 1, alors que l'incertitude sur la quantité de vapeur d'eau est ici négligeable devant les autres incertitudes affectant le canal 2. Les erreurs liées à la vapeur d'eau sont relativement faibles car les conditions hivernales favorables à l'apparition des brouillards s'accompagnent de quantités d'eau modérées.

L'incertitude totale reportée dans les tableaux 2 et 3 (colonne T) a été obtenue en effectuant la somme quadratique des incertitudes considérées dans cette étude de sensibilité. Bien que les divers composants atmosphériques soient ici relativement bien connus, l'incertitude totale demeure assez élevée: la précision de l'inversion est de l'ordre de 10 à 20% dans le canal 1 et 15 à 30% dans le canal 2 pour des épaisseurs optiques supérieures à 1.

5) Résultats et validation.

5.1) Résultats.

Nous avons appliqué notre méthode d'inversion aux 3 images AVHRR enregistrées le 8 février 1989. Pour les canaux 1 et 2 de AVHRR, nous avons donc calculé,

à l'aide du code des ordonnées discrètes, les réflectances apparentes en fonction de l'épaisseur optique du brouillard. Ces calculs ont été réalisés avec des contenus en gaz de 1.1 g.cm^{-2} pour la vapeur d'eau et 0.32 cm.atm pour l'ozone. Les valeurs d'albédo de sol ont été prises égales à 0.07 dans le canal 1 et 0.18 dans le canal 2. Les caractéristiques des aérosols correspondent aux mesures in situ du 9 février 1989. Enfin, la granulométrie choisie correspond à un brouillard dense (noté G1 dans le tableau 6). Ces calculs effectués pour les conditions géométriques correspondant à chacune des 3 images permettent en théorie de déterminer l'épaisseur optique du brouillard à partir des réflectances mesurées par AVHRR. Néanmoins, comme nous l'avons vu précédemment, les capteurs des canaux 1 et 2 de AVHRR sont sujets à un vieillissement rapide et doivent donc être réétalonnés.

Nous avons reporté dans les tableaux 2 et 3 colonne (e), les erreurs entraînées par les incertitudes sur l'étalonnage des capteurs AVHRR de NOAA 11. Nous avons utilisé les valeurs des coefficients d'étalonnage donnés par Justus (1990) et Holben et al (1990) pour la période considérée: soit 0.52 et 0.60 pour le canal 1, 0.35 et 0.41 pour le canal 2 (cf tableau 1). Pour NOAA 10, nous avons supposé une incertitude comparable. Les épaisseurs optiques retrouvées en utilisant l'un ou l'autre des coefficients d'étalonnage sont très différentes, pouvant même passer du simple au double. Les écarts dûs à ce problème d'étalonnage sont donc largement supérieurs à ceux engendrés dans l'inversion par une mauvaise connaissance de la microphysique du brouillard observé et de l'effet perturbateur de l'atmosphère et du sol.

Compte tenu de ces écarts importants, et puisque nous n'avons à ce stade aucune raison de privilégier l'un ou l'autre des coefficients d'étalonnage, nous présentons ici les résultats obtenus avec ces différents coefficients: les épaisseurs optiques retrouvées sur la zone correspondant au pylône instrumenté sont reportées dans le tableau 8, ainsi

que les incertitudes totales déduites des tableaux 2 et 3 (colonne T).

Des valeurs d'épaisseur optique très différentes d'un canal à l'autre sont obtenues pour une même prise de vue en utilisant les coefficients d'étalonnage pré-lancement. Ceci confirme la nécessité d'un ré-étalonnage. Cependant, l'utilisation des coefficients de Justus (1990) et Holben et al (1990) donnent des résultats très différents qui ne permettent pas de conclure quant à la valeur réelle de l'épaisseur optique du brouillard.

Néanmoins, disposant pour la même journée (8 février 1989) d'un point d'observation du brouillard au sol, nous allons à présent pouvoir comparer ces différents résultats déterminés par inversion des mesures de réflectance apparente au sommet de l'atmosphère avec ceux déduits des mesures pyranométriques in situ.

5.2) Comparaison aux données pylône.

Le programme d'observation du brouillard sur le Nord de la France comporte un pylône instrumenté de 80 m, équipé pour les mesures radiatives de 6 pyranomètres Eppley munis de coupes claires (0.3 à 3 μm) ou rouges (0.6 à 3 μm). Ces pyranomètres sont installés au sol et à 80 m afin de permettre des mesures de réflexion et de transmission. Malheureusement, pour le cas étudié ici, la couche de brouillard dépassait les 80 m d'épaisseur. La valeur de l'épaisseur optique totale du brouillard n'a donc pu être déterminée qu'à partir de la mesure du flux descendant à la surface.

Les valeurs du flux descendant à la surface ont été calculées pour différentes valeurs d'épaisseur optique à l'aide du code de rayonnement décrit en 3i. Pour ce calcul, les contenus en gaz (O_3 , H_2O) et en aérosols sont les mêmes que ceux employés lors de l'inversion des données satellitaires. La valeur de l'albédo du sol a été déterminée à

partir de mesures effectuées au pylône: 0.13 pour l'ensemble du spectre de 0.3 à 3 μm et 0.21 pour l'intervalle spectral de 0.6 à 3 μm .

Les valeurs d'épaisseur optique ainsi obtenues, ainsi que la sensibilité de l'inversion des mesures pyranométriques aux différentes inconnues du problème, sont reportées dans le tableau 9 pour les angles d'incidence solaire correspondant aux trois passages satellitaires. Comme pour l'inversion des données satellitaires, nous avons envisagé une incertitude de $\pm 0.05 \text{ cm.atm}$ d'ozone et de $\pm 10\%$ de la quantité totale de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère. Les incertitudes liées aux aérosols ont été estimées à partir des mesures in situ des 9 et 10 février 1989. L'incertitude sur la granulométrie du brouillard correspond aux différences de granulométries reportées dans le tableau 6. Les incertitudes sur les valeurs d'albédo de surface sont estimées à ± 0.02 à partir des mesures pyranométriques in situ.

La colonne e du tableau 9 présente l'incertitude relative correspondant à une incertitude de 5% sur la mesure du flux (deux fois l'incertitude typique des pyranomètres: Fröhlich, 1984).

La somme quadratique de toutes ces incertitudes (colonne T) est de l'ordre de 17% pour les deux types de pyranomètres (coupes claires ou rouges), très proche de celle correspondant à l'inversion des mesures de réflectance au sommet de l'atmosphère (cf tableaux 2 et 3, colonne T).

Pour la journée du 8 février 1989, l'épaisseur optique totale du brouillard déterminée à partir des flux mesurés par les pyranomètres à coupes claires et rouges, est tracée sur la figure 2 en fonction de l'heure. Cette figure permet de remarquer de larges fluctuations de l'épaisseur optique au cours du temps. On peut noter également que l'écart entre les valeurs d'épaisseur optique découlant des mesures effectuées par les

pyranomètres respectivement à coupole claire et rouge reste toujours faible (typiquement 5%).

En prenant comme référence ces valeurs d'épaisseur optique déduites des mesures de flux, on peut estimer les valeurs des coefficients d'étalonnage des canaux 1 et 2 de AVHRR permettant le meilleur accord entre les mesures satellitaires et les mesures in situ. Ces coefficients sont reportés dans le tableau 10 pour NOAA10 et NOAA11, avec les incertitudes liées à notre méthode d'inversion des épaisseurs optiques. A ces incertitudes s'ajoutent les incertitudes liées à la variabilité spatio-temporelle du brouillard; celles-ci ont été estimées à partir de la variabilité spatiale de la mesure satellitaire sur 3*3 pixels autour du pylône instrumenté.

Les coefficients d'étalonnage de NOAA 11/AVHRR obtenus à partir des images de 12h00 et 13h45, qui correspondent à des angles de visée différents (opposés par rapport à la sous-trace), sont très voisins. Ceci permet de penser que l'anisotropie du rayonnement réfléchi par la nappe de brouillard est bien prise en compte dans notre modèle. Les valeurs moyennes sont 0.557 et $0.375 \text{ W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}.\text{sr}^{-1}.\text{count}^{-1}$ respectivement pour le canal 1 et le canal 2 de NOAA 11/AVHRR. Ces valeurs sont équidistantes des valeurs obtenues par Justus (1990) et Holben et al (1990) (voir tableau 1). Elles sont également très proches (<5%) des valeurs obtenues en utilisant les régressions linéaires établies par Che et Price (1991) à partir de l'ensemble de données disponibles depuis le lancement de NOAA 11.

Nous présentons sur les figures 3 a, b et c la cartographie de l'épaisseur optique du brouillard sur le Nord de la France le 8 février 1989. Cette cartographie a été réalisée à partir des réflectances enregistrées dans le canal 1, avec un coefficient d'étalonnage égal à 0.624 pour NOAA 10 (image 1) et égal à 0.557 pour NOAA 11 (images 2 et 3). On

observe, au cours de la journée, une advection de la nappe de brouillard vers la mer du Nord et une dissipation sur les zones où le brouillard était peu dense le matin. Une analyse plus fine indique une variabilité spatiale de l'épaisseur optique du brouillard plus importante le matin: l'écart-type sur 3*3 pixels est typiquement de l'ordre de 15 à 20% pour l'image de 8h30 et de l'ordre de 5 à 10% pour les images de 12h00 et 13h45.

Il faut souligner que nous ne nous sommes intéressés dans cette étude qu'à la région Nord de la France. Les valeurs d'épaisseurs optiques correspondant à la Grande-Bretagne et à l'Est de la France sont beaucoup plus incertaines; en effet nous n'avons pas cherché à prendre en compte l'albédo de surface propre à ces régions qui n'étaient pas dans des conditions de ciel clair le 9/2/89 (voir Figure 1).

Pour la région Nord de la France, les épaisseurs optiques obtenues à partir des données dans le canal 2 de AVHRR sont très proches de celles obtenues à partir du canal 1. Les différences d'épaisseur optique sont reportées dans le tableau 11. En valeur relative, elles sont typiquement de l'ordre de 15% pour l'image prise depuis NOAA 10 et de 5% pour les images prises depuis NOAA 11. Ces différences sont tout à fait compatibles avec les précisions estimées précédemment (cf tableau 2: typiquement 20%).

6) Discussion et conclusions.

Une méthode de détermination de l'épaisseur optique d'une nappe de brouillard à partir des mesures effectuées dans les canaux 1 et 2 de AVHRR a été développée. Elle est basée sur la résolution de l'équation de transfert à l'aide de la méthode des Ordonnées Discrètes. Elle a été appliquée plus particulièrement à la région Nord de la France pour la situation de 8 février 1989.

Cette étude a mis en évidence la nécessité d'utiliser, pour les radiomètres visible et infra-rouge embarqués à bord des satellites NOAA 10 et NOAA 11, des coefficients d'étalonnage différents de ceux mesurés avant le lancement de ces satellites. De nouveaux coefficients d'étalonnage ont été obtenus en utilisant des mesures pyranométriques effectuées in situ le 8 février 1989. Dans le cas de NOAA 11/AVHRR pour lequel des mesures d'étalonnage en vol ont été effectuées par d'autres auteurs, nos valeurs sont très proches (< 5%) de celles dérivées par Che et Price (1991) à partir de l'ensemble des données disponibles.

Indépendamment de ces erreurs d'étalonnage, la précision sur la détermination de l'épaisseur optique a été estimée de l'ordre de 10-20% à partir des données du canal 1 et de l'ordre de 15-30% à partir des données du canal 2 dans le cas de brouillards denses. Lorsque l'épaisseur optique du brouillard est trop faible (≤ 1), la méthode d'inversion devient très imprécise à cause de l'incertitude sur l'albédo du sol, particulièrement dans le canal 2.

L'inversion des mesures satellitaires nécessite de faire des hypothèses concernant la composition de l'atmosphère claire qui surplombe la couche de brouillard et la composition du brouillard lui-même. En effet, la détermination de l'épaisseur optique du brouillard dépend de sa granulométrie; or, on peut s'attendre à des variations importantes du rayon effectif des gouttes suivant l'endroit considéré et suivant l'altitude. Par contre, il semble raisonnable de penser que la composition de l'atmosphère claire au-dessus de la région Nord de la France (de l'ordre de 100 à 200 km de côté) reste relativement homogène. Il est donc intéressant d'utiliser, non pas des données climatologiques, mais les données les plus précises possibles en ce qui concerne l'ozone, la vapeur d'eau et les aérosols. Par exemple, l'utilisation des caractéristiques optiques des aérosols "standards" au lieu de celles qui ont été dérivées de mesures in situ

aurait introduit des erreurs de l'ordre de 20 à 60% sur la valeur de l'épaisseur optique du brouillard. Le bon accord obtenu entre les cartes d'épaisseur optique déduites des luminances mesurées dans le canal 1 et dans le canal 2 permet de penser que l'influence des gaz absorbants et des aérosols a été prise en compte de façon satisfaisante dans notre modèle.

En plus des erreurs dues à une connaissance insuffisante des paramètres atmosphériques, il existe une erreur inhérente au code de transfert radiatif employé, pour lequel une couche de brouillard est supposée plane-parallèle. Une telle hypothèse est sans aucun doute davantage justifiée dans le cas d'une nappe de brouillard que dans celui d'un champ de nuages; le très bon accord entre les coefficients d'étalonnage obtenus à partir de deux images successives de NOAA 11/AVHRR, correspondant à des angles de visée différents, semble indiquer que l'utilisation d'un modèle plan-parallèle est valable pour inverser les données de NOAA 11. Ceci est sans doute moins justifié pour les données du satellite NOAA 10 qui correspondent à des élévations solaires très faibles (de l'ordre de 10°). Les autres hypothèses simplificatrices introduites dans le code de transfert radiatif (nombre de couches atmosphériques limité à 4, nombre de termes du développement de la fonction de diffusion limité à 20 après troncature de la pointe avant de diffusion, etc...) permettent de gagner un temps de calcul considérable sans restreindre la précision du calcul.

Au cours de la journée du 8 février 1989, les mesures pyranométriques effectuées au pylône instrumenté ont présenté de larges fluctuations correspondant à des valeurs d'épaisseur optique généralement comprises entre 10 et 20 (cf. Fig. 2). De telles valeurs ont bien été observées sur une grande partie de la zone de brouillard à partir des données satellitaires (cf. fig. 3). En utilisant la distribution granulométrique G1 (rayon effectif =

10.9 μm ; cf. tableau 6), qui correspond à une situation de brouillard dense, des épaisseurs optiques de 10 à 20 correspondraient à contenus en eau liquide intégrés de l'ordre de 70 à 140 g.m^{-2} . L'utilisation de cette granulométrie est sujette à caution puisqu'elle correspond à un brouillard qui a été observé à une période différente (automne 1988) et seulement au voisinage du sol; toutefois ceci permet d'obtenir l'ordre de grandeur du contenu total en eau liquide.

Remerciements

Les données AVHRR ont été pré-traitées par le service d'Archivage et de Traitement Météorologique des Observations Spatiales (SATMOS) du Centre Météorologique Spatial de Lannion. Les auteurs tiennent à remercier Dr. C. Devaux qui a effectué les mesures d'aérosols, Dr. C. Brogniez qui a traité les données de SAGE II, Ph. Dubuisson et Dr. B. Bonnel pour leur assistance informatique et Dr. R. Santer pour ses conseils concernant l'étalonnage AVHRR.

Tableau 1: Coefficients d'étalonnage de NOAA11/AVHRR ($W.m^{-2}.\mu m^{-1}.sr^{-1}.count^{-1}$)

		Canal 1	Canal 2
Pré-lancement		0.472	0.277
Holben et al	02/89 - 03/89	0.60 ± 0.02	0.41 ± 0.02
Abel	04/89	0.552	0.378
Justus	10/88 - 11/88	0.523	0.342
	11/88 - 03/89	0.489	0.350
	03/89 - 06/89	0.550	0.365

Tableau 2: Sensibilité aux incertitudes des constituants, de l'épaisseur optique du brouillard ($\Delta\tau/\tau$ en %) déduite de mesures dans le canal 1, pour les angles correspondant aux trois images AVHRR du 8 février 1989 (θ_o = angle zénithal solaire, θ_v = angle zénithal d'observation, φ = différence d'azimuts). Ces incertitudes sont relatives à:

- (a) l'absorption gazeuse (± 0.05 cm.atm O_3)
- (b) les aérosols (différence entre les mesures du 9 février et celles du 10 février matin)
- (c) la taille des gouttes du brouillard (r_{eff} variant de 10.9 à 4.5 μm)
- (d) la réflectance du sol (± 0.02 dans le canal 1)
- (e) l'étalonnage de AVHRR
- (T) correspond à l'incertitude totale dans le cas d'un étalonnage parfait.

				$\Delta\tau/\tau$ en %					
θ_o	θ_v	φ	τ	(a)	(b)	(c)	(d)	(T)	(e)
80	35	18	1	12	31	14	9	37	62
image 1			4	13	16	16	4	26	67
			8	11	10	12	2	19	61
			32	11	7	9	0	16	83
			66	45	67	1	4	19	15
image 2			4	4	7	15	4	17	35
			8	4	3	12	2	13	38
			32	5	1	9	0	10	64
			70	57	122	1	5	9	14
image 3			4	6	0	19	4	20	45
			8	6	2	16	2	17	48
			32	8	4	11	0	14	77

Tableau 3: Comme le tableau 2 mais pour le canal 2.

(a) absorption gazeuse ($\pm 0.1 \text{ g.cm}^{-2} \text{ H}_2\text{O}$)

(d) réflectance du sol (± 0.07)

				$\Delta\tau/\tau$ en %					
θ_0	θ_v	ϕ	τ	a	b	c	d	T	e
80	35	18	1	4	22	19	42	51	54
image 1			4	4	14	20	23	34	62
			8	3	9	17	10	22	57
			32	4	7	11	2	14	76
			66	45	67	1	3	15	23
image 2			4	2	4	20	19	30	32
			8	2	2	17	10	20	36
			32	3	1	12	2	13	56
			70	57	122	1	3	10	22
image 3			4	3	3	26	19	32	39
			8	3	1	22	9	24	43
			32	3	0	16	2	16	67

Tableau 4: Contenus intégrés en ozone dérivés des mesures de SAGE II et complétés pour les 11 premiers kilomètres à l'aide du profil standard:

date	latitude	longitude	UO ₃ (cm.atm)
29/01/89	51.3° N	-1° E	0.31 ± 0.06
30/01/89	51.1° N	-3° E	0.31 ± 0.03
31/01/89	50.5° N	-5° E	0.33 ± 0.03
01/02/89	49.9° N	-7° E	0.34 ± 0.02

Tableau 5: Propriétés optiques des aérosols mesurés in situ, comparés aux aérosols de type "Maritime I" et "Continental I" (WRCP-1986). σ_e/σ_{e550} est le rapport des coefficients d'extinction normalisés à 550 nm, g est le facteur d'asymétrie et ω_0 l'albédo de diffusion simple.

	σ_e/σ_{e550}	g	ω_0
9/02/89	.815	.623	.962
10/02/89	.786	.608	.963
CONT-I	.851	.633	.886
MAR-I	.961	.748	.990

Canal 1

9/02/89	.538	.595	.959
10/02/89	.483	.559	.957
CONT-I	.612	.632	.849
MAR-I	.916	.754	.987

Canal 2

Tableau 6: Caractéristiques des granulométries utilisées dans l'inversion:

	N	r_{eff}	LWC	$g(\text{CH1})$	$g(\text{CH2})$
	(cm^{-3})	(μm)	($\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$)		
G1	187	10.9	0.425	0.861	0.857
G2	192	4.5	0.046	0.842	0.833

N est le nombre de gouttes par cm^3 , r_{eff} le rayon effectif des gouttes, LWC (Liquid Water Content) le contenu en eau liquide et $g(\text{CH1})$ et $g(\text{CH2})$ les facteurs d'asymétrie dans les canaux 1 et 2 respectivement.

Tableau 7: Albédo de surface α_s dans les canaux 1 et 2 de AVHRR dérivés des valeurs de réflectance bidirectionnelle $R_s(\theta_o, \theta_v, \varphi)$ en utilisant les fonctions bidirectionnelles de Kriebel (1978) correspondant à
(a) marécage, (b) pâture, (c) forêt de conifères.

date	θ_o	θ_v	φ	canal	$R_s(\theta_o, \theta_v, \varphi)$	$\alpha_s(a)$	$\alpha_s(b)$	$\alpha_s(c)$
9/2/89	65°	51°	68°	CH1	0.05	0.07	0.06	0.07
				CH2	0.19	0.17	0.20	0.22
8/2/89	70°	57°	122°	CH1	0.09	0.07	0.08	0.08
				CH2	0.25	0.16	0.20	0.15

Tableau 8: Epaisseur optique du brouillard au pylône, déterminée à partir des reflectances enregistrées dans les canaux 1 et 2 de AVHRR, pour différents coefficients d'étalonnage.

	τ (CH1)	τ (CH2)
<u>Etalonnage avant le vol:</u>		
image 1 (NOAA 10)	6.7 ± 1.4	3.6 ± 1.3
image 2 (NOAA 11)	8.4 ± 1.0	5.0 ± 1.4
image 3 (NOAA 11)	7.7 ± 1.4	4.4 ± 1.5
<u>Etalonnage de Justus (1990):</u>		
image 2 (NOAA 11)	11.4 ± 1.4	10.7 ± 1.6
image 3 (NOAA 11)	11.1 ± 1.7	11.2 ± 1.3
<u>Etalonnage de Holben et al (1990):</u>		
image 2 (NOAA 11)	21.3 ± 2.4	22.7 ± 2.6
image 3 (NOAA 11)	23.7 ± 3.2	28.0 ± 5.3

Tableau 9: Epaisseurs optiques déterminées au pylône à partir des mesures pyranométriques et incertitudes relatives ($\Delta\tau/\tau$ en %), pour les angles solaires correspondant aux trois passages satellitaires (a_1 =ozone, a_2 =vapeur d'eau, b=aérosols, c=granulométrie du brouillard, d=albédo de la surface, e=mesure des flux, T=total)

coupole	θ_0	τ	$\Delta\tau/\tau$ en %						
			(a ₁)	(a ₂)	(b)	(c)	(d)	(e)	(T)
claire	80	14.7	1.8	1.1	0.5	14	4.9	9.1	17
	66	14.0	0.6	0.4	0.9	14	3.9	9.0	17
	70	18.0	0.8	0.9	0.8	16	4.9	9.4	19
rouge	80	14.3	0.4	1.6	0.6	15	2.2	8.6	17
	66	13.2	0.2	1.3	0.5	14	2.3	8.2	17
	70	16.6	0.9	1.4	0.9	16	2.9	8.8	18

Tableau 10: Coefficients d'étalonnage ($W.m^{-2}.\mu m^{-1}.sr^{-1}.count^{-1}$) de NOAA 10 et NOAA 11/AVHRR permettant de retrouver les épaisseurs optiques déduites des mesures des pyranomètres (a) à coupole claire et (b) à coupole rouge. ΔC_i et ΔC_s représentent les incertitudes liées à la méthode d'inversion et à la variabilité spatiale de la mesure satellitaire.

		canal 1			canal 2		
		C	ΔC_i	ΔC_s	C	ΔC_i	ΔC_s
NOAA 10 (8h30)	(a)	0.625	0.016	0.031	0.431	0.009	0.019
	(b)	0.622			0.430		
NOAA 11 (12H00)	(a)	0.547	0.020	0.025	0.372	0.012	0.015
	(b)	0.538			0.366		
NOAA 11 (13H45)	(a)	0.575	0.016	0.005	0.384	0.019	0.002
	(b)	0.566			0.378		

Tableau 11: Différence $\tau_2 - \tau_1$ entre les épaisseurs optiques déterminées dans les canaux 1 et 2 de AVHRR sur la région Nord de la France.

	Ecart moyen	Ecart quadratique moyen
NOAA 10 (8h30)	1.8	2.5
NOAA 11 (12h00)	0.1	0.5
NOAA 11 (13h45)	0.6	0.8

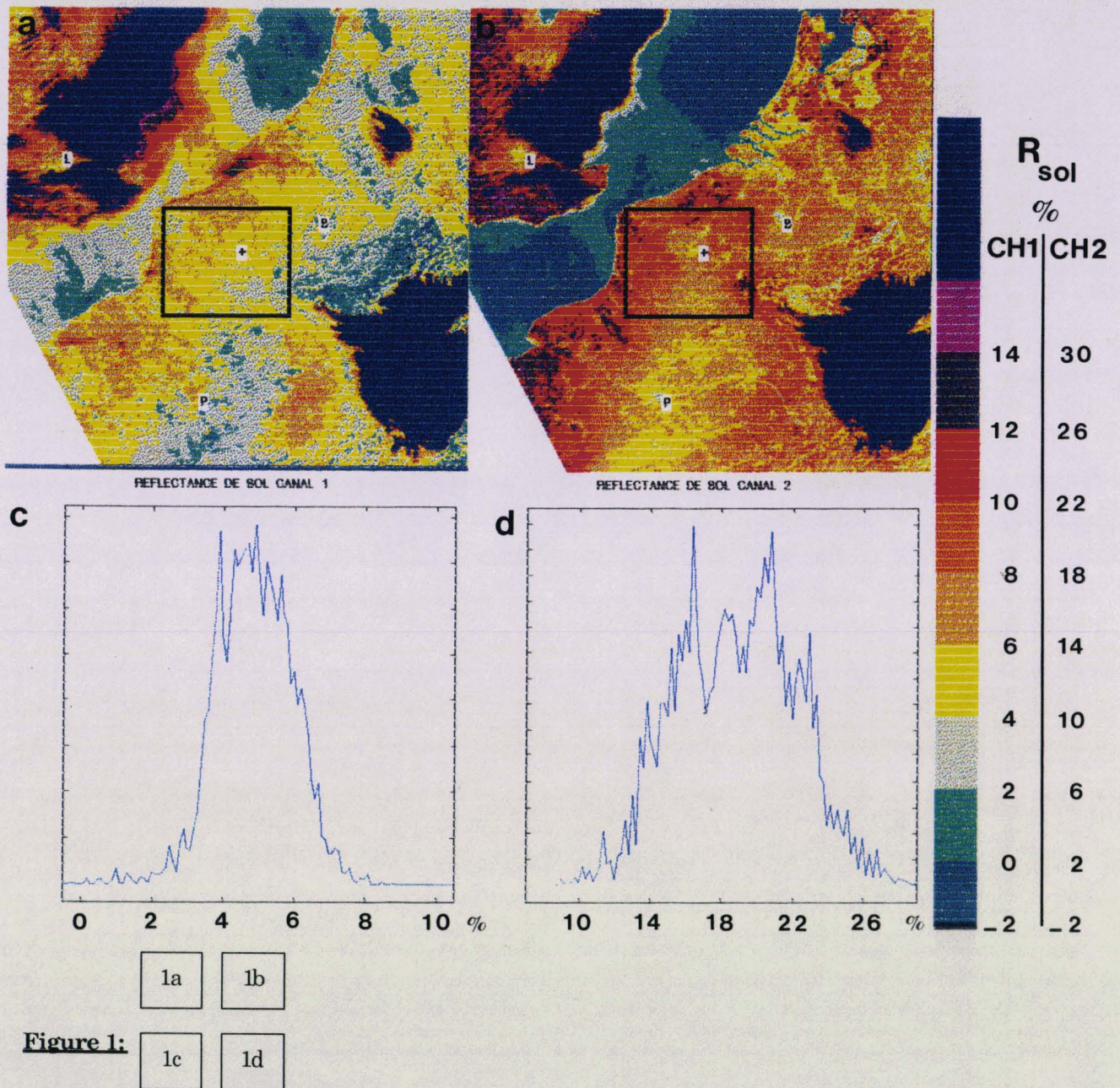


Figure 1:

- a) Réflectances bidirectionnelles de la surface, mesurées sur le Nord de la France le 9 février 1989 par NOAA11/AVHRR à 0.6 μm (canal 1). Les villes de Londres (L), Bruxelles (B), Paris (P) ainsi que la position du site instrumenté (+) sont indiqués sur cette figure.
- b) idem a) à 0.8 μm (canal 2).
- c) histogramme des réflectances bidirectionnelles dans la zone d'étude du brouillard (rectangle noir), à 0.6 μm .
- d) idem c) pour le canal 2.

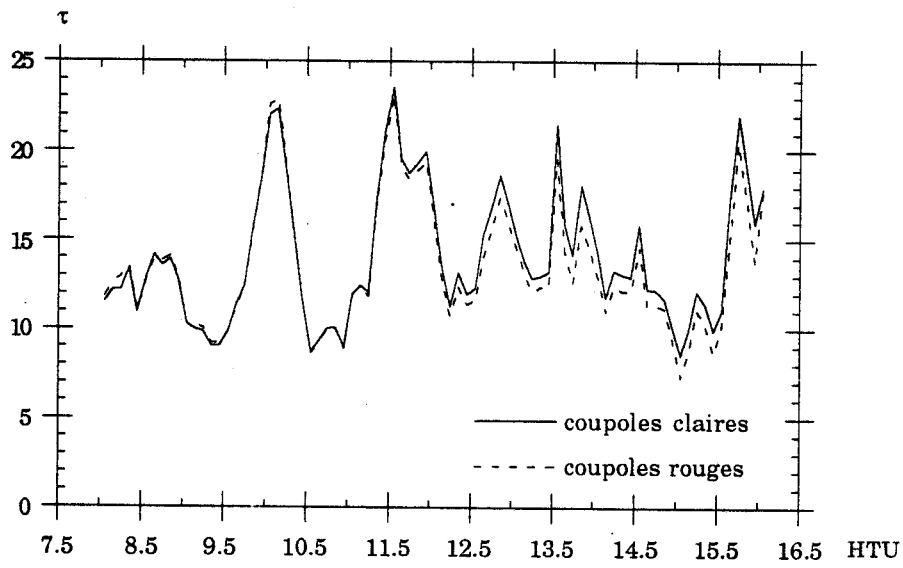
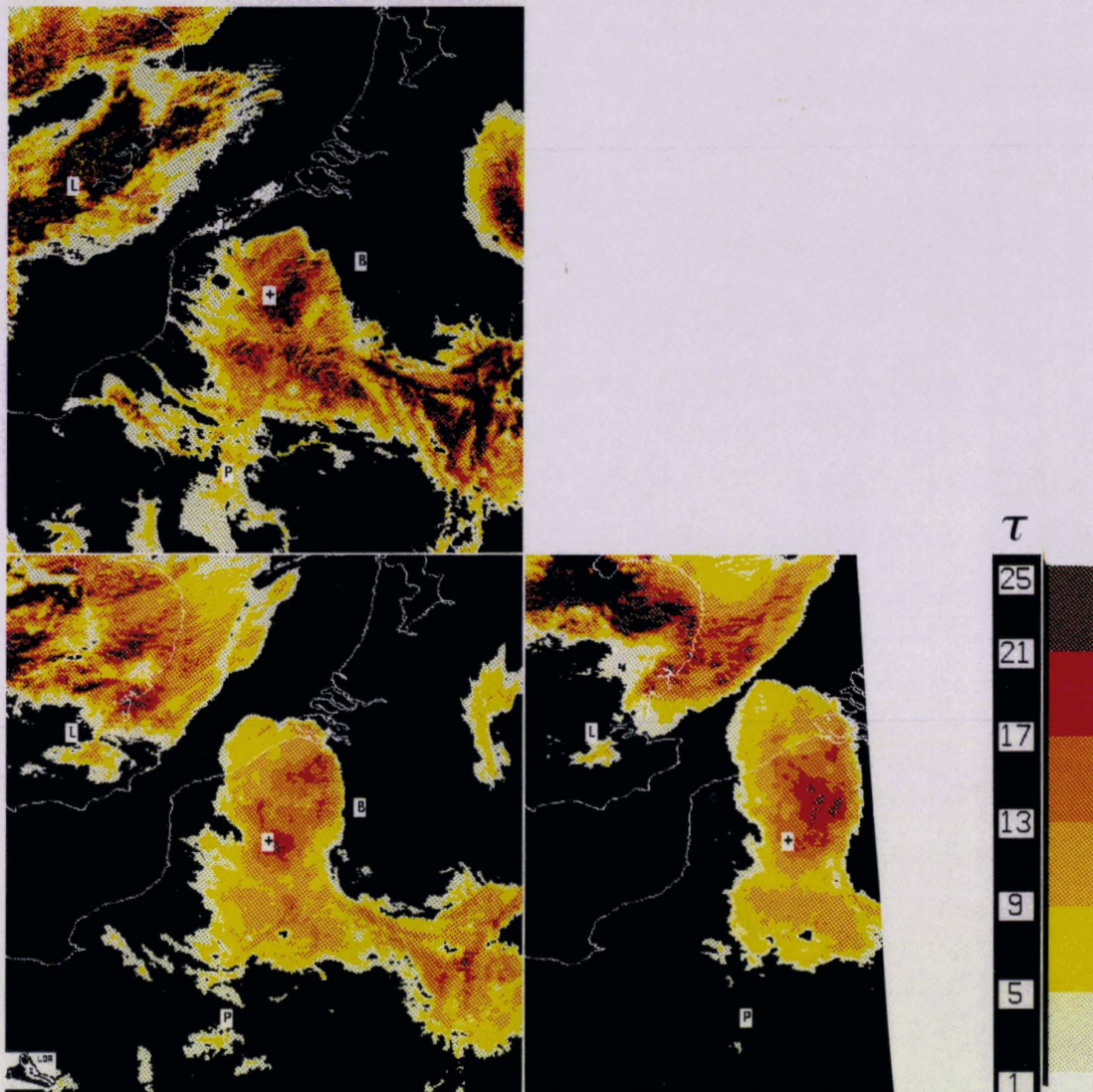


Figure 2:

Epaisseur optique du brouillard déterminée à partir des mesures pyranométriques in situ, pendant la journée du 8 février 1989.



3a 3b

Figure 3:

3c

Cartographie de l'épaisseur optique du brouillard présent sur le Nord de la France le 8 février 1989, obtenue à partir des luminances enregistrées à $0.6 \mu\text{m}$ (canal 1) par AVHRR.

-a) 08h30 TU, NOAA10.

-b) 12h00 TU, NOAA11.

-c) 13h45 TU, NOAA11. (figure en bordure du champ d'enregistrement de AVHRR).

CHAPITRE III

CHAPITRE III

Détermination des paramètres de surface du Nord de la France.

1) Introduction.

La dernière partie de cette thèse est directement liée à l'aspect prévisionnel du brouillard. Dans sa phase de développement actuel, le modèle de prévision du brouillard développé au Laboratoire d'Aérodologie (Bergot et Guedalia, 1991) est un modèle de couche limite unidimensionnel. Le but de cette étude est de déterminer des paramètres nécessaires à la description du couplage existant entre le sol et l'atmosphère dans le modèle de prévision du brouillard. Les échanges radiatifs, thermiques et hydriques qui participent au couplage sol/atmosphère jouent en effet un rôle essentiel dans l'évolution du brouillard.

La présence d'une couverture végétale venant s'intercaler entre ces deux milieux, va bien évidemment influencer sur ces échanges par l'intermédiaire de ses propres propriétés physiques. Ainsi, l'évaporation des végétaux a tendance à accroître l'humidité relative des premiers mètres de l'atmosphère. De plus, la végétation qui possède une capacité thermique beaucoup plus faible que celle du sol, se refroidit plus vite et plus intensément que celui-ci lors du refroidissement nocturne. Ceci entraîne des inversions de température plus importantes et qui se produisent plus tôt dans la nuit que dans le cas des sols nus (Duykerke, 1991). Par contre, lorsque le soleil se lève, le

phénomène s'inverse: les végétaux se réchauffent plus vite que la surface, ce qui a tend à accélérer la dissipation du brouillard par augmentation de la turbulence et destruction de l'inversion thermique.

La présence de la végétation a ainsi tendance à favoriser l'apparition des brouillards nocturnes, mais participe également à une dissipation plus précoce. Parmi les conditions de surface, la caractérisation de la couverture végétale est donc l'un des paramètres essentiels à prendre en compte pour améliorer la prévision du brouillard.

Dans le modèle de prévision du brouillard, l'influence des conditions de surface sur le développement du brouillard sera déterminée à l'aide de la méthode de Noilhan et Planton (1989). Cette méthode qui a été développée à l'occasion de l'expérience HAPEX-MOBILHY (André et al, 1986) décrit de façon détaillée les échanges thermohydriques existant entre le sol, la végétation et la couche limite atmosphérique.

En particulier, le taux de refroidissement de la surface est déterminé à partir de l'albédo et de la densité horizontale de végétation. L'albédo indique la fraction du flux solaire réfléchi (autrement dit, non absorbé) par la surface. La densité horizontale de végétation est un paramètre qui indique la proportion de végétation présente sur une surface (VEG=0 pour un sol nu et VEG=1 pour un sol totalement couvert).

La végétation intervient également dans le bilan hydrique de la surface par les mécanismes d'évapotranspiration: la quantité d'eau stockée par le feuillage est liée à la densité horizontale et verticale de la végétation, par l'intermédiaire de la fraction de végétation (VEG) et de l'indice foliaire (LAI) décrivant la forme des feuilles.

Dans ce chapitre, nous étudions plus particulièrement deux paramètres de surface accessibles par télédétection: l'albédo intégré sur tout le spectre solaire ainsi que l'indice de végétation normalisé (NDVI). L'indice de végétation normalisé, déterminé à partir

des réflectances visible et proche infra-rouge, est directement lié à la couverture végétale de la surface (VEG et LAI) (Ormsby et al, 1987).

Dans un premier temps, nous déterminons les valeurs typiques ainsi que la gamme de variation de l'albédo et de l'indice de végétation sur le Nord de la France. A l'aide du modèle de prévision du brouillard, ces valeurs permettront de tester de façon réaliste l'influence des paramètres de surface sur l'heure d'apparition du brouillard et son intensité.

Si ces paramètres ont une influence critique sur le développement du brouillard, il sera alors nécessaire de prendre en compte l'hétérogénéité spatiale de l'albédo et de l'indice de végétation. Dans cette perspective, les cartographies de ces paramètres ont été réalisées à partir d'une scène enregistrée par le satellite Landsat-5 TM à la résolution de 30 mètres.

Enfin, la variabilité temporelle de l'albédo et de l'indice de végétation sur la région, pendant la période hivernale propice à la formation des brouillards de rayonnement, est estimée à partir de données enregistrées par le radiomètre AVHRR embarqué sur NOAA 11.

2) Variabilité spatiale des paramètres de surface de la région Nord-Pas de Calais.

2.1) Data: Landsat 5-TM.

Afin de déterminer des paramètres représentatifs de la surface du Nord- Pas de Calais, nous utilisons une scène enregistrée par Landsat-5 TM (Thematic Mapper) un jour de beau temps: le 5 octobre 1989 à 10h06 TU. Cette scène de 173*208 km² est centrée sur

50.28° N et 2.80° E: elle couvre tout le Nord de la France ainsi qu'une partie de la Belgique. Pour cette scène, l'angle solaire zénithal θ_0 est égal à 58° et l'angle de visée θ_v est voisin de 0° (visée au nadir).

Les mesures du satellite Landsat sont particulièrement adaptées à l'étude de la surface, d'une part par leur résolution spatiale (30*30 m² pour les canaux visibles et proche infrarouges, 120*120 m² pour le canal infrarouge), d'autre part par le nombre de canaux dont ce satellite est équipé: 6 canaux dans la partie visible et proche infra-rouge du spectre solaire, et un canal dans l'infra-rouge thermique. En effet, l'identification des différents couverts végétaux présents dans la région nécessite une résolution spatiale élevée car les champs et les forêts du Nord de la France se caractérisent par des étendues relativement faibles. De plus, le calcul de l'albédo intégré sur tout le spectre solaire (0.2 - 4 μ m) sera rendu plus précis par le nombre important de bandes spectrales.

2.2) Etalonnage.

Les comptes numériques (CN) enregistrés dans chacun des 6 canaux visibles et proche infra-rouges de Landsat-5 TM sont convertis en réflectances bidirectionnelles au sommet de l'atmosphère en utilisant les coefficients fournis par l'ESA (European Space Agency). La réflectance bidirectionnelle au sommet de l'atmosphère (TOA: Top Of Atmosphere), dans le canal i s'écrit:

$$R_{TOA}^i = \frac{\pi L_i}{E_{oi} \cos \theta_0} \quad (1)$$

avec

$$E_{oi} = \int_{\text{canal } i} E_o(\lambda) f(\lambda) d\lambda \quad (2)$$

et

$$L_i = CN_i \cdot A_{1i} + A_{0i} \quad (3)$$

$E_o(\lambda)$ est le flux solaire incident au sommet de l'atmosphère à la longueur d'onde λ , $f_i(\lambda)$ la fonction filtre du canal i , et L_i la luminance enregistrée par Landsat dans le canal i . A_{1i} et A_{0i} sont les coefficients d'étalonnage fournis par l'ESA pour chaque canal i et reportés dans le tableau 1.

Tableau 1: Coefficients d'étalonnage des canaux visibles et proche infra-rouges de Landsat-5 TM.

canal	λ (μm)	E_{0i} ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)	A_{0i} ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1}$)	A_{1i} ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{count}^{-1}$)
1	0.45 - 0.52	129.2	-0.067	0.042
2	0.53 - 0.61	150.0	-0.157	0.103
3	0.62 - 0.69	104.3	-0.113	0.065
4	0.78 - 0.91	134.0	-0.233	0.117
5	1.57 - 1.78	47.6	-0.086	0.027
7	2.08 - 2.35	18.8	-0.051	0.017

2.3) Correction atmosphérique.

Afin de déterminer les réflectances bidirectionnelles de la surface R_{sol}^i , il est nécessaire de corriger les mesures satellitaires de l'influence perturbatrice de l'atmosphère. Le calcul de l'absorption et de la diffusion atmosphérique dans chacun des canaux visibles et proche infra-rouges de Landsat 5-TM a été réalisé à l'aide du code de rayonnement GAME, décrit dans le chapitre 2.

a) Paramètres atmosphériques.

Pour prendre en compte les différents paramètres perturbateurs composant l'atmosphère, celle-ci est décomposée en 7 couches homogènes dans lesquelles sont répartis les molécules et les aérosols avec des échelles de hauteur respectives de 8 et 1 km. Nous avons utilisé les profils standards de pression, température et humidité représentatifs des conditions atmosphériques en hiver aux latitudes moyennes (Mc Clatchey et al, 1971); le contenu intégré en vapeur d'eau est égal à 0.85 g.cm^{-2} . Le contenu total en ozone de l'atmosphère a été fixé à 0.295 cm.atm . Ce contenu correspond à une valeur moyenne représentative du mois d'octobre à 50° de latitude Nord (Hilsenrath et Schlesinger, 1981).

Les propriétés optiques des aérosols utilisées dans l'inversion correspondent à des aérosols mesurés sur la région en février 1989 (cf chapitre 2). Afin d'estimer la quantité d'aérosols présents dans l'atmosphère, nous avons utilisé les propriétés de réflectance de la mer. En effet, cette réflectance peut être considérée comme nulle dans le proche infra-rouge dans le cas où l'eau est claire et calme, en dehors des conditions de réflexion spéculaire. Le signal reçu par le satellite au dessus de la mer dans le proche infra-rouge est ainsi un signal purement atmosphérique permettant d'estimer l'épaisseur optique des aérosols (Durkee et al, 1986; Saunders, 1990).

En pratique, l'épaisseur optique de ces aérosols est ajustée afin que la réflectance de la mer corrigée des effets de l'atmosphère soit la plus faible possible (mais non négative) au delà de $0.8 \mu\text{m}$ (canaux TM4, 5 et 7): pour l'image Landsat-5 TM du 5 octobre 1989, nous trouvons une épaisseur optique de l'ordre de 0.2 (à la longueur d'onde de référence de $0.55 \mu\text{m}$). Avec cette épaisseur optique, la réflectance de la mer est nulle à 1.6 et $2.2 \mu\text{m}$ (TM 5 et 7) et inférieure à 1% à $0.8 \mu\text{m}$ (TM4).

L'information sur l'épaisseur optique des aérosols, déterminée à partir des canaux proche infra-rouges, est ensuite reportée dans les canaux de plus courtes longueurs d'ondes en tenant compte de la dépendance spectrale du coefficient d'extinction de ces aérosols.

b) Résultats: Effet de l'atmosphère.

Nous avons reporté sur la figure 1, l'effet théorique de l'atmosphère sur les mesures réalisées dans les 6 canaux visibles et proche infra-rouges de Landsat5-TM. Sur cette figure sont reportés successivement les différents effets perturbateurs de l'atmosphère: effet de la diffusion Rayleigh, de l'absorption gazeuse et des aérosols. La composition de l'atmosphère est celle décrite dans la partie 2.3.a). Afin d'estimer l'impact des propriétés optiques des aérosols, nous avons reporté sur la figure 1 l'influence de deux types d'aérosols: les aérosols mesurés in situ en février 89 et les aérosols standards "continental I" (WRCP, 1986).

La figure 1 permet de constater que les canaux centrés sur les courtes longueurs d'onde (TM1, 2 et 3) sont les plus sensibles aux effets perturbateurs de l'atmosphère, ceci étant dû en majeure partie à l'influence de la diffusion Rayleigh.

On peut remarquer sur cette figure que l'effet de l'absorption gazeuse est relativement faible. Tous les canaux du satellite Landsat (destiné à l'étude des terres émergées) sont en effet placés dans des fenêtres atmosphériques et les luminances mesurées sont donc très peu sensibles à l'absorption par les gaz atmosphériques: nous avons reporté dans le tableau 2, les transmissions gazeuses "directes" (en négligeant l'interaction avec les phénomènes de diffusion), correspondant aux conditions géométriques de l'image étudiée et aux contenus en absorbants considérés dans l'inversion. La transmission totale reportée correspond au produit des 3 transmissions gazeuses examinées.

CHAPITRE III: Détermination des paramètres de surface du Nord de la France

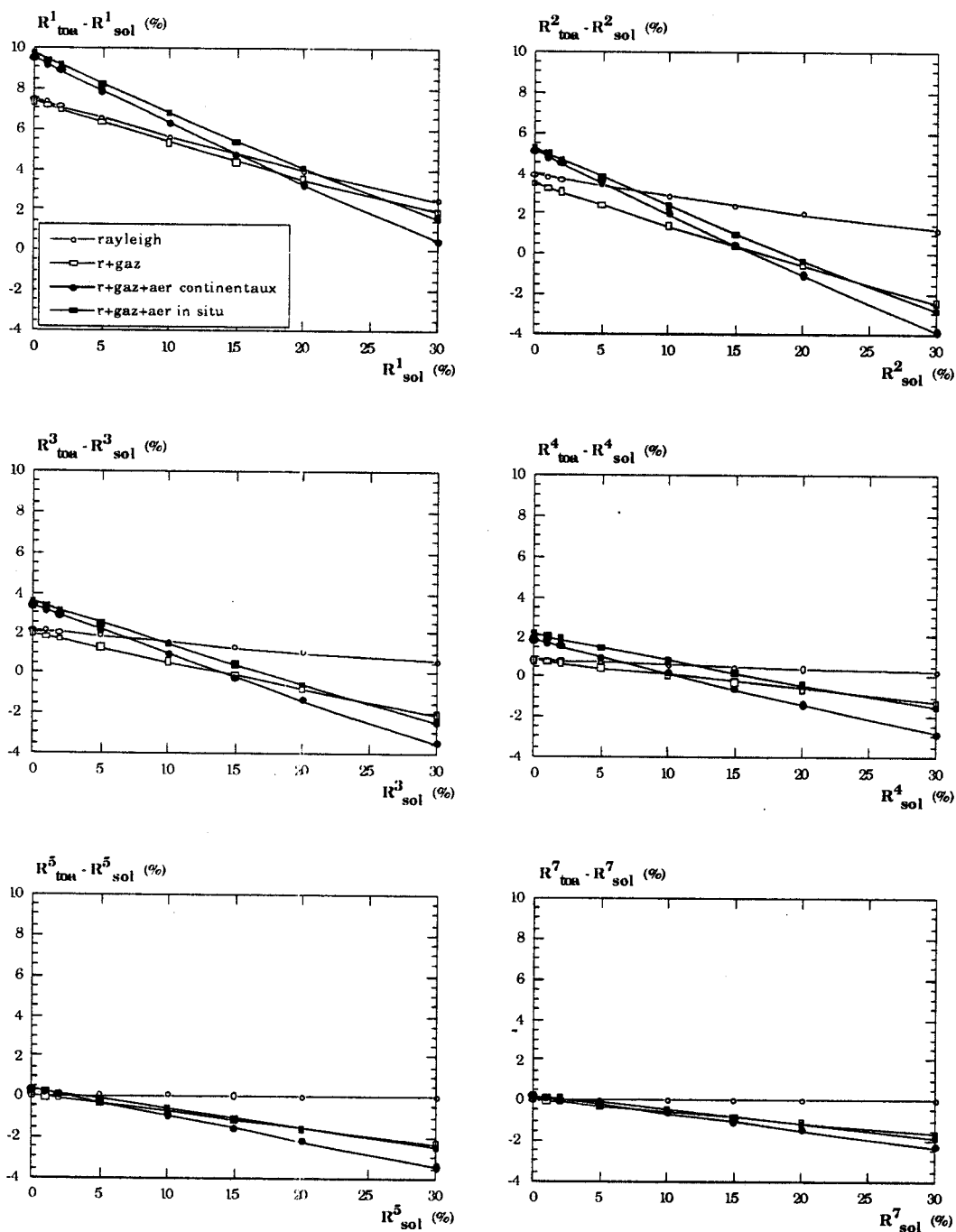


Figure 1: Influence de l'atmosphère sur les réflectances mesurées par Landsat 5-TM.

Tableau 2: Transmissions gazeuses "directes" dans les canaux visibles et proche infra-rouges de Landsat 5-TM.

	TM1	TM2	TM3	TM4	TM5	TM7
H2O	1.000	0.993	0.990	0.948	0.928	0.953
O3	0.979	0.900	0.942	1.000	1.000	1.000
CO2/O2	1.000	1.000	0.981	0.994	0.983	0.978
Total	0.979	0.894	0.915	0.942	0.912	0.932

Ce tableau et les résultats reportés sur la figure 1 permettent d'estimer de l'effet des gaz atmosphériques dans les différents canaux de Landsat 5-TM. On remarque ainsi, pour les quantités d'absorbants considérées, que le canal 2 (0.53-0.61 μm) est le plus sensible à l'absorption gazeuse. Néanmoins, même pour ce canal, l'absorption reste faible. Une incertitude de 10% sur la quantité d'absorbant présente dans l'atmosphère n'a ainsi pratiquement pas d'impact ($\Delta R_{\text{sol}}^i / R_{\text{sol}}^i \leq 1\%$) sur la valeur de la réflectance de la surface.

La figure 1 permet également de constater l'influence relativement faible des aérosols présents dans l'atmosphère: si l'on compare les résultats obtenus avec une atmosphère comportant ou non des aérosols, on remarque que le signal satellitaire n'est modifié que de 0.03 au maximum (dans le canal TM1). De même, l'influence des propriétés optiques des aérosols ne fait varier ce signal que de 0.01 au maximum.

On remarque de plus sur la figure 1 que l'effet de l'atmosphère dépend de la valeur de la réflectance de la surface: en effet, l'atmosphère tend à augmenter le signal reçu par le satellite (R_{TOA}^i) lorsque la réflectance du sol (R_{sol}^i) est faible, alors que l'effet est inversé pour les réflectances de sol élevées. Lorsque la réflectance de la surface est très faible, le capteur satellitaire mesure pratiquement la réflectance propre de l'atmosphère

(R_{atm}^i). On obtient donc $R_{TOA}^i > R_{sol}^i$: la présence de l'atmosphère augmente le signal satellitaire. Par contre, au fur et à mesure que la réflectance de la surface augmente, le phénomène de "photon trapping" intervient. Ce phénomène est dû aux interactions successives du rayonnement entre la surface et l'atmosphère qui la surmonte. La présence de l'atmosphère a alors comme effet de diminuer le signal satellitaire.

L'influence de l'atmosphère sur la mesure satellitaire dépend donc de la valeur de la réflectance de la surface. Mais, comme l'indique la figure 1, cette influence perturbatrice reste relativement faible tout au moins pour le type d'atmosphère que nous avons considéré. De plus, l'effet de l'atmosphère pouvant être soit d'augmenter, soit de diminuer le signal satellitaire, nous verrons par la suite que ces effets se compensent en partie lorsque l'on utilise des combinaisons de mesures spectrales, tant pour le calcul de l'albédo de surface que pour celui de l'indice de végétation.

A ce stade de notre étude, après avoir corrigé les mesures satellitaires des effets perturbateurs de l'atmosphère, nous connaissons donc les réflectances bidirectionnelles de la surface dans chaque canal i : R_{sol}^i . Nous allons à présent utiliser ces réflectances afin de déterminer les albédos (ou réflectances hémisphériques) et les indices de végétation de la région Nord de la France.

2.4) Albédo de surface.

a) Définition.

L'albédo de surface est un paramètre qui indique la part du flux solaire incident qui est réfléchi par la surface. La quantité d'énergie emmagasinée par la surface, qui

sera restituée sous forme de rayonnement infrarouge, dépend donc de ce paramètre. Il s'écrit:

$$\alpha_{\text{sol}}^{\text{sw}}(\theta_0) = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} R_{\text{sol}}^{\text{sw}}(\theta_0, \theta, \varphi) \sin \theta \cos \theta \, d\theta \, d\varphi \quad (4)$$

où $R_{\text{sol}}^{\text{sw}}(\theta_0, \theta, \varphi)$ est la réflectance bidirectionnelle de la surface intégrée sur tout le spectre solaire (0.2-4 μm), θ_0 est l'angle zénithal solaire ($\theta_0 = 58^\circ$ pour la scène étudiée ici), θ_v est l'angle de visée du satellite ($\theta_v = 0^\circ$ pour Landsat) et φ l'angle azimutal entre la direction de visée du satellite et le soleil.

Rappelons que le signal mesuré par le satellite nous donne la réflectance bidirectionnelle spectrale (dans chaque canal i) au sommet de l'atmosphère $R_{\text{TOA}}^i(\theta_0, \theta, \varphi)$. Dans la section 2.3), nous avons corrigé ce signal des effets perturbateurs de l'atmosphère. Nous disposons donc des réflectances bidirectionnelles spectrales de la surface $R_{\text{sol}}^i(\theta_0, \theta, \varphi)$ pour les 6 canaux visibles et proche infra-rouges de Landsat 5. Afin d'obtenir l'albédo de surface $\alpha_{\text{sol}}^{\text{sw}}(\theta_0)$, il faut donc (1) intégrer spectralement les réflectances bidirectionnelles $R_{\text{sol}}^i(\theta_0, \theta, \varphi)$ sur tout le spectre solaire (la réflectance intégrée sera notée $R_{\text{sol}}^{\text{sw}}(\theta_0, \theta, \varphi)$) et (2) corriger les réflectances bidirectionnelles $R_{\text{sol}}^{\text{sw}}(\theta_0, \theta, \varphi)$ des effets angulaires.

b) Intégration spectrale.

La réflectance bidirectionnelle de la surface intégrée sur tout le spectre solaire $R_{\text{sol}}^{\text{sw}}(\theta_0, \theta, \varphi)$ est obtenue en pondérant chacune des réflectances bidirectionnelles spectrales par la fraction de flux solaire incident à la surface dans l'intervalle spectral

considéré (Brest, 1987; Ranson et al, 1991):

$$R_{sol}^{sw}(\theta_o, \theta_v, \varphi) = \sum_{i=1,6} X_i R_{sol}^i(\theta_o, \theta_v, \varphi) \quad (5)$$

avec

$$X_i = \frac{\int_{\text{canal } i} F(\lambda) d\lambda}{\int_{0.2}^{4 \mu m} F(\lambda) d\lambda} \quad (6)$$

où $F(\lambda)$ est le flux descendant à la surface à la longueur d'onde λ .

Les flux descendants à la surface ont été calculés à l'aide du code radiatif comprenant 208 intervalles spectraux décrit dans le chapitre 2, pour les conditions atmosphériques indiquées dans la section 2.3. Les valeurs des coefficients X_i correspondant sont reportées dans le tableau 3.

Tableau 3: Intervalles spectraux et fractions de flux solaire correspondantes, utilisées pour l'intégration des réflectances bidirectionnelles spectrales.

canal TM	1	2	3	4	5	7
$\Delta\lambda$ (μm)	0.20 - 0.52	0.52 - 0.61	0.61 - 0.73	0.73 - 1.44	1.44 - 1.94	1.94 - 3.92
X_i (%)	23.7	13.3	15.2	36.8	6.7	4.2

Les intervalles $\Delta\lambda$ sur lesquels sont calculés les coefficients X_i sont souvent plus larges que la bande passante effective des canaux de Landsat 5 TM (cf tableau 1): on considère ici que chaque canal est représentatif de l'intervalle spectral $\Delta\lambda$ qui lui est associé dans le tableau 3.

En utilisant l'équation (5) et les réflectances bidirectionnelles de la surface précédemment déterminées pour les 6 canaux de Landsat, nous obtenons la réflectance

bidirectionnelle (correspondant ici à une visée au nadir) intégrée de 0.2 à 4 μm . La valeur moyenne de cette réflectance sur la région Nord de la France est égale à 0.14. Les valeurs de réflectances présentent une dispersion relativement faible: la déviation standard est égale à 0.03.

L'influence de l'atmosphère sur la valeur de la réflectance bidirectionnelle intégrée de 0.2 à 4 μm est reportée sur la figure 2: Cette figure a été obtenue à l'aide des résultats de la section 2.3) (reportés sur la figure 1), pondérés par les coefficients X_i permettant l'intégration spectrale (cf équation 5).

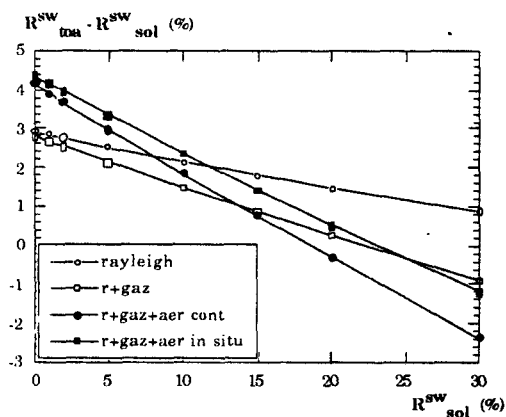


Figure 2: Effet de l'atmosphère sur les réflectances bidirectionnelles intégrées de 0.2 à 4 μm .

L'effet perturbateur de l'atmosphère a une influence relativement faible sur la valeur de la réflectance de la surface intégrée sur tout le spectre solaire. Compte tenu de la valeur moyenne de la réflectance bidirectionnelle de la surface (0.14), la figure 2 permet d'estimer l'incertitude maximale sur cette valeur à ± 0.01 .

c) Correction angulaire.

En pratique, l'albédo de surface $\alpha_{sol}^{sw}(\theta_o)$ ne peut être obtenu à partir de l'équation (4) car les mesures satellitaires ne permettent pas de connaître $R_{sol}^{sw}(\theta_o, \theta_v, \varphi)$ pour un nombre d'angles suffisant. En particulier, pour les images enregistrées depuis Landsat, la surface est toujours vue sous des angles de visée voisins de zéro (visée au nadir). La méthode la plus couramment employée pour déterminer $\alpha_{sol}^{sw}(\theta_o)$ consiste à utiliser des fonctions bidirectionnelles $f(\theta_o, \theta_v, \varphi)$ préétablies pour des types de sol particuliers, définies par:

$$\alpha_{sol}^{sw}(\theta_o) = \frac{R_{sol}^{sw}(\theta_o, \theta_v, \varphi)}{f(\theta_o, \theta_v, \varphi)} \quad (7)$$

Ces fonctions bidirectionnelles décrivent l'anisotropie du diagramme de rayonnement ($f(\theta_o, \theta_v, \varphi) = 1$ pour un sol Lambertien).

Nous avons reporté dans le tableau 4 les valeurs de fonctions bidirectionnelles mesurées par plusieurs auteurs au dessus de différents types de sols, correspondant aux angles d'incidence solaire et de visée de l'image Landsat étudiée: $\theta_o=60^\circ$ et $\theta_v=0^\circ$. Nous nous sommes limités dans ce tableau aux couvertures végétales les plus représentatives de l'état de la végétation dans le Nord de la France, durant la période hivernale: les fonctions bidirectionnelles du blé, maïs et autres cultures vivaces durant le printemps ou l'été ne sont pas reportées dans le tableau 4.

Tableau 4: fonctions bidirectionnelles correspondant aux conditions d'éclairement et de visée de l'image Landsat ($\theta_0=60^\circ$ et $\theta_v=0^\circ$).

Auteurs	type de sol	$f(\theta_0, \theta_v, \varphi)$
Brennan et Bandeen (1970)	forêt nationale du Desoto	0.87
Eaton et Dirmhirn (1979)	champ labouré	0.93
//	betteraves sucrières	0.82
Walthall et al (1985)	couverts végétaux et sols nus	0.80
Ranson et al (1991)	sol nu	0.94
//	gazon	0.74
Suttles et al (1988)	tout type de sol	0.76

La fonction bidirectionnelle donnée par Walthall et al (1985) a été ajustée à partir d'un ensemble de mesures effectuées au dessus de plusieurs couvertures végétales et différents sols nus.

La valeur du modèle bidirectionnel dérivé des données de Nimbus-7 ERB (Earth Radiation Budget) et GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite), qui a été utilisée dans le cadre de l'expérience ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) (Suttles et al, 1988) est également indiquée dans le tableau 4. Il s'agit d'une valeur correspondant à une moyenne de mesures effectuées au sommet de l'atmosphère, tous les types de sol (excepté les déserts et les surfaces enneigées) étant pris en compte.

Malgré une dispersion des mesures très importante, ces résultats indiquent que l'albédo est toujours sous-estimé si l'on considère le sol comme un réflecteur de Lambert: quelle que soit la nature de la surface (sol nu, végétation ou forêt), l'albédo est toujours supérieur à la valeur de la réflectance bidirectionnelle au nadir.

Rappelons que l'étude est réalisée à un angle zénithal solaire important et que les

surfaces continentales (sol nu et végétation) se caractérisent en général par une rétrodiffusion très marquée, d'autant plus importante que l'incidence solaire est faible (Kriebel, 1978; Eaton et Dirmhirn, 1979; Kimes, 1983). Ce phénomène dû aux ombres portées par les rugosités (cas du sol nu) ou par les couches supérieures du couvert végétal, entraîne une distribution du rayonnement réfléchi très anisotrope.

On remarque dans le tableau 4 que les sols nus semblent se caractériser par une fonction bidirectionnelle plus proche de l'unité que les surfaces végétales. Néanmoins, compte tenu du peu de mesures disponibles, il n'est pas possible d'affirmer que cette tendance soit générale.

Afin de déterminer l'albédo à partir de la réflectance bidirectionnelle de la surface, nous avons préféré utiliser la valeur de la fonction bidirectionnelle donnée par Walthall et al (1985). Cette valeur moyenne est en effet obtenue à partir de mesures réalisées au dessus de sols possédant ou non une couverture végétale, tels les sols présents sur le Nord de la France en octobre. Cette valeur est proche de la moyenne des valeurs reportées dans le tableau 4. On peut également noter qu'elle est de l'ordre de grandeur de la valeur obtenue par Suttles et al (1988) à partir de mesures satellitaires (non corrigées des effets perturbateurs de l'atmosphère), prenant en compte presque tous les types de surface. Le fait d'utiliser un modèle "moyen" peut entraîner localement des erreurs relatives $\Delta\alpha_{\text{sol}}/\alpha_{\text{sol}}$ de l'ordre de 20%, mais on peut espérer en moyennant sur une zone géographique suffisamment étendue que l'erreur ne dépasse pas 5% (soit typiquement $\Delta\alpha_{\text{sol}} \leq 0.01$).

d) Résultats.

La cartographie de l'albédo de surface de la région Nord-Pas de Calais est reportée

sur la figure 3. Cette figure réalisée à la pleine résolution de Landsat ($30 \times 30 \text{ m}^2$) correspond à un échantillonnage de l'image totale, effectué tous les 5 pixels. Cette figure permet d'apprécier la grande homogénéité spatiale de l'albédo sur la région considérée: en exceptant les villes, les vallées et quelques forêts qui se caractérisent par un albédo plus faible, l'ensemble de la région Nord possède un albédo relativement uniforme.

Nous avons reporté sur la figure 4 l'histogramme des valeurs de l'albédo obtenues sur la région Nord-Pas de Calais: ces valeurs sont de l'ordre de 0.18 ± 0.07 . L'écart indiqué (deux fois la déviation standard), correspond à la variabilité spatiale de l'albédo sur la région.

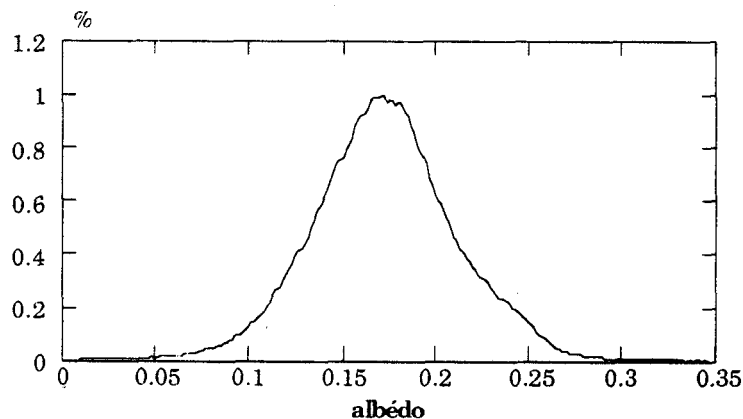


Figure 4: Histogramme des albédos sur la région Nord de la France, le 5 octobre 1989 à 10 hTU.

Compte tenu des incertitudes liées à l'effet perturbateur de l'atmosphère et surtout à l'anisotropie de la réflectance de la surface, l'incertitude sur la valeur moyenne de l'albédo est de l'ordre de ± 0.02 (en supposant les mesures de Thematic Mapper parfaitement étalonnées).

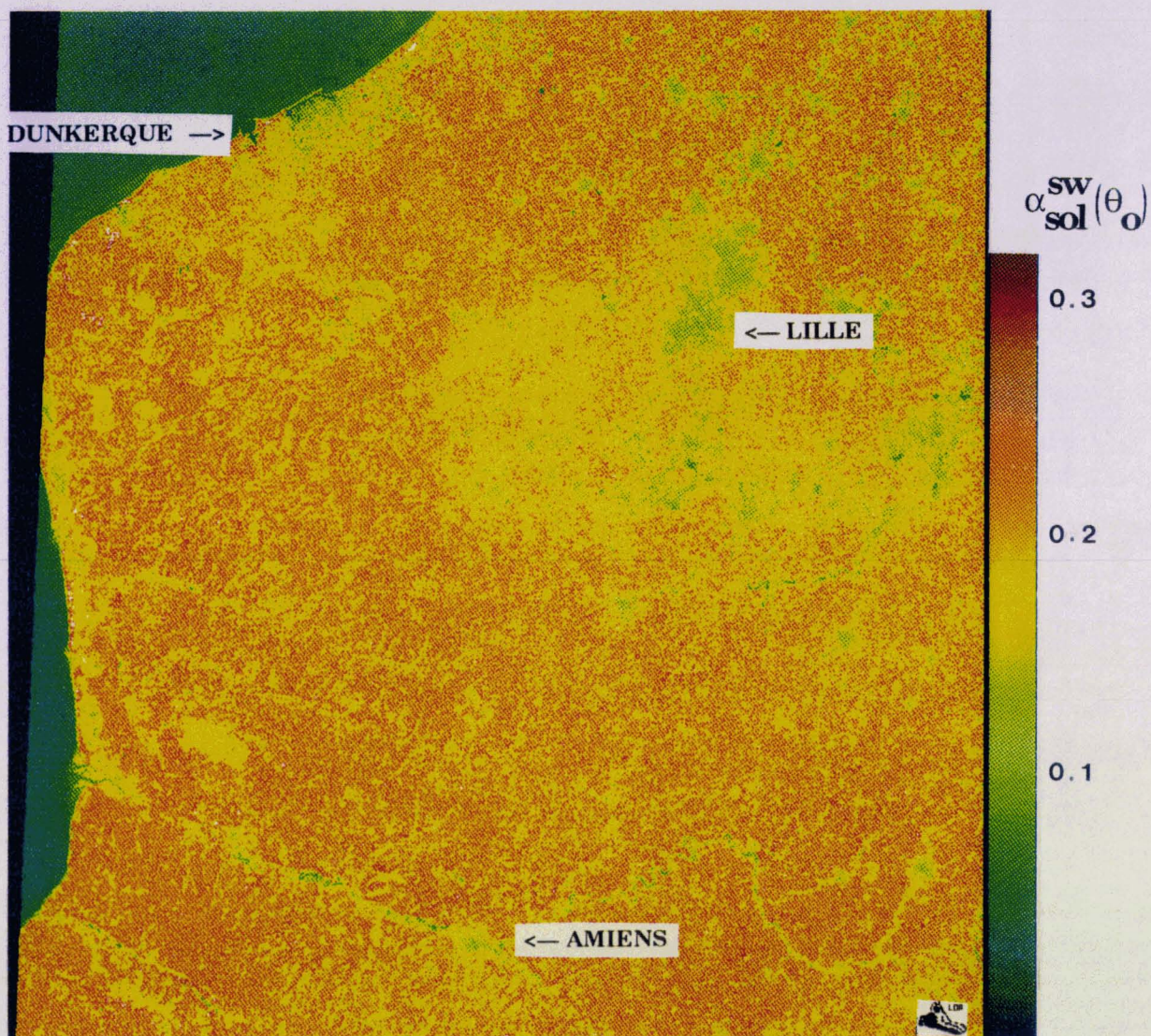


Figure 3: Cartographie de l'albédo de surface sur la région Nord-Pas de Calais.

e) Conclusion.

Il ressort de cette étude, que la difficulté principale rencontrée lors de la détermination des albédos de surface est liée à la prise en compte des effets directionnels. Bien que les différentes fonctions bidirectionnelles existantes dans la littérature indiquent toutes que la réflectance hémisphérique est supérieure à la réflectance observée au nadir, la forte dispersion de ces fonctions bidirectionnelles entraîne une incertitude importante sur la valeur moyenne de l'albédo de surface.

Néanmoins, malgré cette imprécision, cette étude a mis en évidence une variabilité spatiale relativement faible de l'albédo sur la région Nord Pas de Calais autour d'une valeur moyenne de l'ordre de 18%.

2.5) Indice de végétation normalisé.

a) Définition.

L'indice de végétation (ou plus précisément ici, la différence normalisée de l'indice de végétation : NDVI) est un paramètre représentatif de la couverture végétale de la surface. Il est habituellement calculé à partir des bandes spectrales qui présentent le plus de contraste entre le sol et la végétation, la variation spectrale de la réflectivité des végétaux étant caractérisée par une forte augmentation au delà de la zone d'absorption par la chlorophylle aux environs de $0.7 \mu\text{m}$.

Dans le cas de Landsat TM, nous avons utilisé les canaux 3 et 4 qui encadrent $0.7 \mu\text{m}$ (cf tableau 2). La combinaison des informations contenues dans ces deux canaux permet en effet d'obtenir un contraste très important entre les sols nus et la végétation (Gardner et

al, 1985):

$$NDVI = \frac{R_4 - R_3}{R_4 + R_3} \quad (8)$$

où R_3 et R_4 sont les réflectances bidirectionnelles de la surface R_{sol}^i précédemment déterminées à 0.65 et 0.85 μm .

b) Identification des couverts végétaux.

Pour réaliser cette identification, nous avons utilisé la méthode multispectrale de Murai et Yanagida (1984). Cette méthode consiste à utiliser simultanément les canaux 2, 3 et 5 de TM (0.55, 0.65 et 1.65 μm), placés respectivement dans les plans bleu, vert et rouge d'une console de visualisation, afin de créer une image composite mettant en évidence les caractéristiques spectrales de chacun des types de sol: sur une telle image, les forêts apparaissent ainsi en rouge sombre compte tenu de leurs très faibles réflectances dans les canaux 2 et 3 (placés dans les plans bleu et vert), tandis que les sols nus se distinguent par une couleur plus claire.

Cette analyse visuelle a été effectuée à la définition maximale de Landsat TM sur des zones typiques, afin de faciliter l'identification des différentes couvertures végétales. Nous avons reporté sur la figure 5 un exemple de ce traitement multispectral, réalisé dans la région de l'embouchure de la Somme.

A partir de ces images composites, nous avons été amenés à décomposer l'indice de végétation de la région Nord en 5 classes principales représentatives de l'état des sols. Les limites des classes sont indiquées dans le tableau 5 et la cartographie de l'indice de végétation de la région de l'embouchure de la Somme est reportée sur la figure 6, le code des couleurs étant lié aux différentes classes indiquées dans le tableau 5.

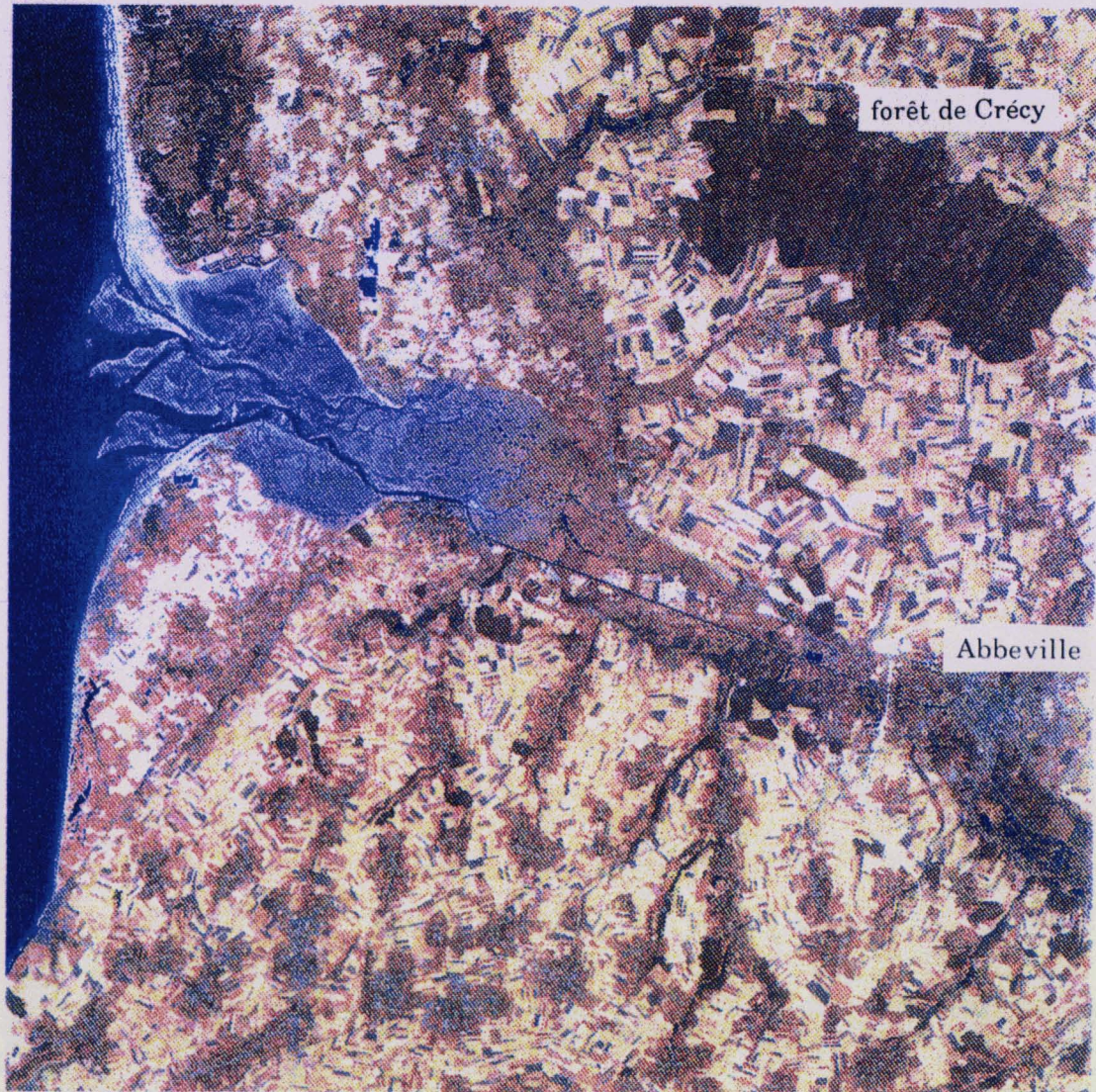


Figure 5: Exemple de résultat du traitement multispectral permettant l'indentification des couverts végétaux: la région de l'embouchure de la Somme.

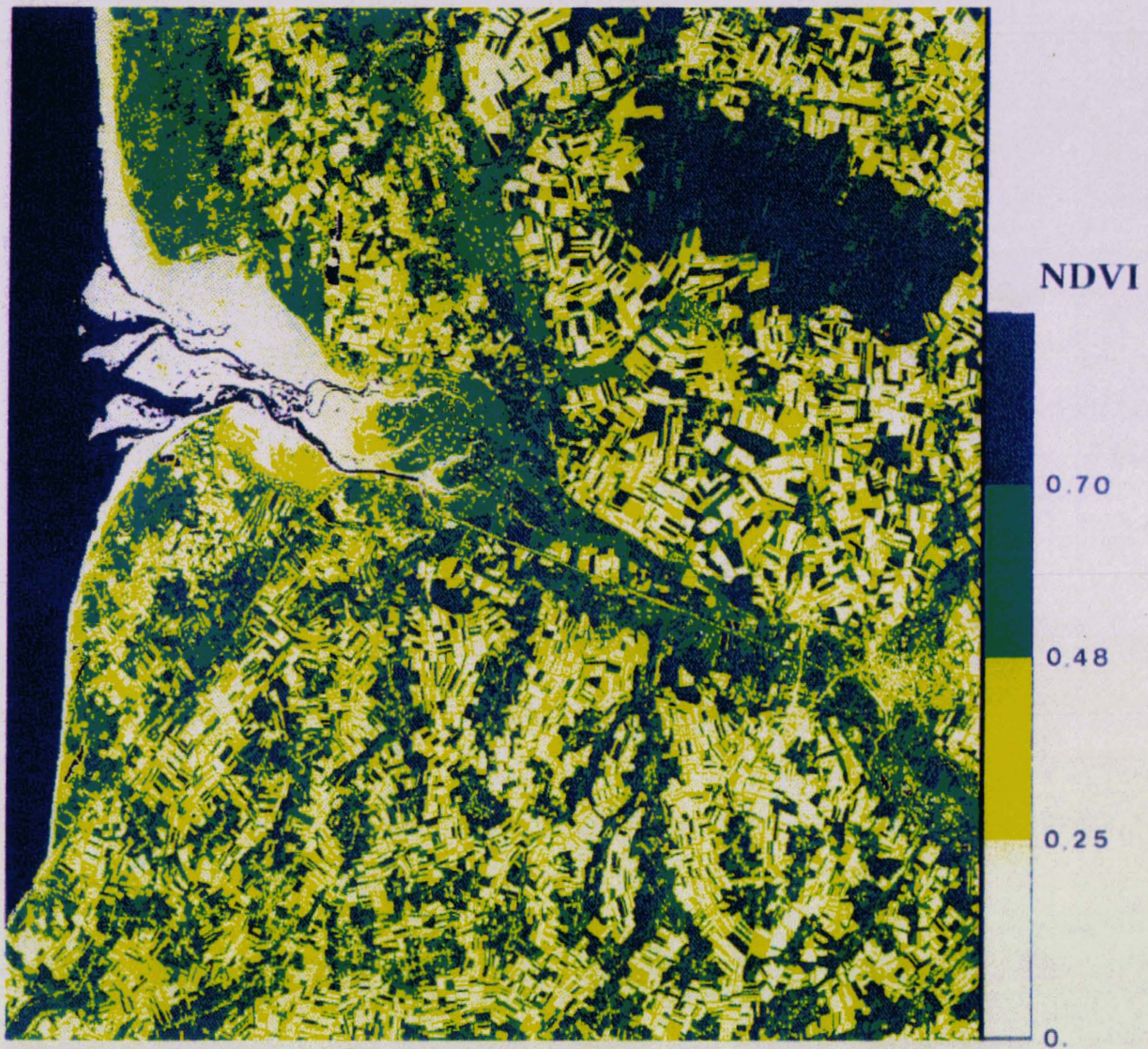


Figure 6: Cartographie de l'indice de végétation dans la région de l'embouchure de la Somme. Le code des couleurs correspond aux classes de végétation reportées dans le tableau 5.

Tableau 5: Répartition en 5 classes principales de l'indice de végétation de la région Nord-Pas de Calais.

classe	description de la surface	seuils
1	mer et eau	$NDVI \leq 0$
2	sol nu	$0 < NDVI \leq 0.25$
3	végétation faible	$0.25 < NDVI \leq 0.48$
4	forêt de type 1 et/ou végétation moyenne	$0.48 < NDVI \leq 0.70$
5	forêt de type 2 et/ou végétation importante	$NDVI > 0.70$

Nous avons reporté sur la figure 7 la cartographie de l'indice de végétation de la région Nord de la France. Les zones de végétation intense (codées en vert foncé) et les zones de très faible végétation (codées en gris) se caractérisent par des surfaces très réduites qui se cotoient sur l'ensemble de la région.

Indépendamment de cette variabilité à très fine échelle, on peut noter que, dans la zone frontalière, l'indice de végétation de la Belgique est plus élevé que celui de la France (la frontière est parfaitement visible au nord de l'image). De plus, la moitié ouest de la région Nord de la France possède un indice de végétation globalement plus élevé qu'ailleurs. Ceci est dû en grande partie aux forêts du Boulonnais et aux zones voisines des rivières (vallées de la Canche, de la Somme...).

Il faut noter à propos de la figure 7 que les forêts et les zones herbeuses ont sensiblement le même indice de végétation. Les forêts sont identifiées par leur localisation géographique bien connue. La plupart des forêts présentes sur le Nord de la France (forêts du Boulonnais, forêt de Crécy, de Nieppe...) sont des forêts de type 2 caractérisées par un indice de végétation très élevé (classe 5, cf tableau 6). Par contre,

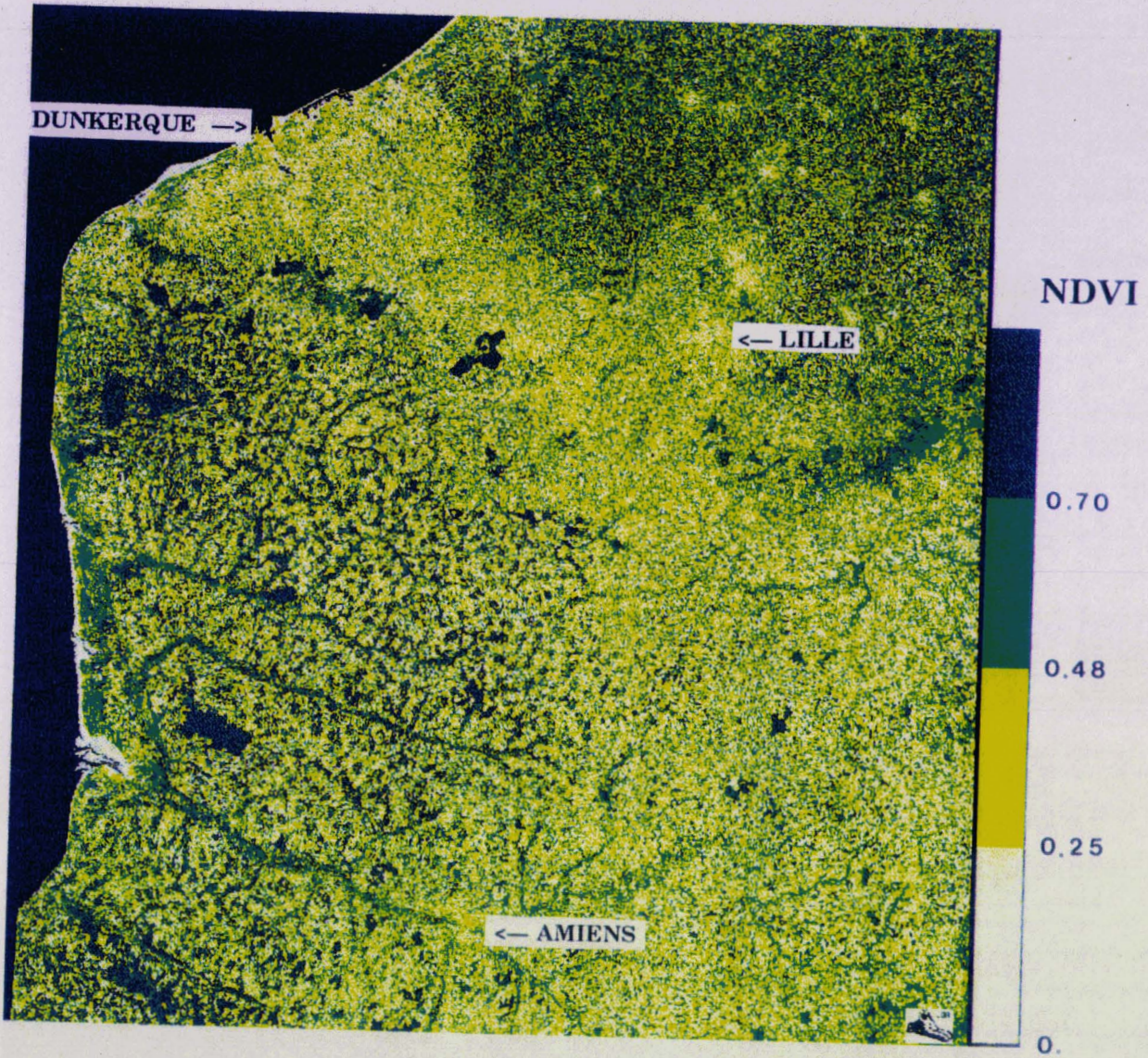


Figure 7: Cartographie de l'indice de végétation de la région Nord de la France.

bien qu'elle soit également composée en majorité de feuillus, la forêt de St Amand appartient à la classe 4 (forêts de type 1), d'indice de végétation plus faible.

L'histogramme des valeurs d'indice de végétation sur la région Nord est reporté sur la figure 8. L'analyse de la répartition des pixels montre que la classe majoritaire est celle représentative des sols à faible végétation (30% des pixels appartiennent à la classe 3), ce qui n'est pas surprenant compte tenu de l'époque à laquelle correspond cette image (octobre). Suivent ensuite les classes représentatives des sols nus (classe 2: 26%) et des forêts (type 1) et/ou végétation moyenne (classe 4: 26%), la classe des forêts de type 2 et/ou végétation importante étant minoritaire (classe 5: 18% des pixels).

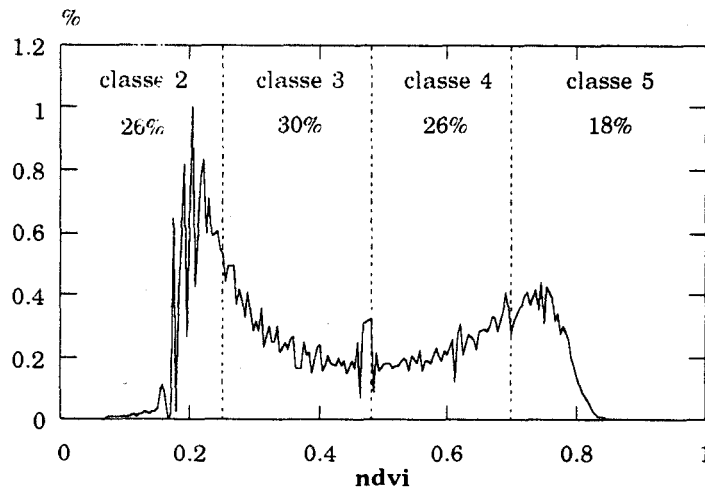


Figure 10: Histogramme de l'indice de végétation de la région Nord de la France, le 5 octobre 1989 à 10hTU

Compte tenu des incertitudes sur les valeurs des réflectances bidirectionnelles de la surface dans les canaux 3 et 4 de Landsat-TM (cf figure 1), l'incertitude sur les valeurs de l'indice de végétation peut être estimée à ± 0.03 .

2.6) Conclusion.

Dans cette partie, nous avons déterminé les valeurs typiques ainsi que les gammes de variation des différents paramètres représentatifs de l'état de la surface accessibles par télédétection. Nous allons à présent estimer les variations temporelles de ces paramètres de surface (albédo et NDVI) durant la période hivernale pendant laquelle se produisent la plupart des brouillards de rayonnement.

3) Variabilité temporelle des paramètres de surface de la région Nord-Pas de Calais.

3.1) Data: NOAA11/AVHRR.

Cette étude nécessitant davantage une répétitivité temporelle des mesures qu'une résolution spatiale très élevée, nous avons utilisé les données des satellites polaires de la NOAA.

Contrairement à Landsat dont la période de 16 jours restreint considérablement le nombre d'images (exemptes de nuages) disponibles sur la région en hiver, chacun des satellites de la NOAA survole le Nord de la France deux fois par 24 heures. Nous nous sommes limités dans cette étude aux données de NOAA11. En effet, les paramètres orbitaux de NOAA10 l'amènent à survoler la région tôt le matin alors que les incidences solaires sont très rasantes. Ces conditions défavorables accentuent tous les problèmes liés à l'anisotropie du rayonnement réfléchi par la surface, et rendent plus délicate la correction des effets atmosphériques. De plus, comme nous l'avons indiqué dans le chapitre 2, les problèmes d'étalonnage des capteurs sont encore plus mal connus pour

NOAA10 que pour NOAA11.

Si les satellites de la NOAA se caractérisent par une meilleure répétitivité que Landsat, par contre la résolution spatiale des radiomètres AVHRR est nettement moindre: 1.1 km pour les visées au nadir au lieu de 30 m pour Landsat. De même, alors que le radiomètre Thematic Mapper de Landsat est équipé de 6 canaux dans la partie visible et proche infrarouge du spectre solaire (cf tableau 2), le radiomètre AVHRR embarqué sur les NOAA ne possède que deux bandes spectrales dans cette partie du spectre (à 0.6 et 0.8 μm). De plus, contrairement à TM qui ne réalise que des visées au nadir, AVHRR est un radiomètre à balayage: une même scène peut être vue sous des angles de visée variant de - 60° à +60°.

Afin d'étudier l'évolution temporelle des paramètres de surface, nous utilisons 4 images enregistrées par le radiomètre AVHRR embarqué sur NOAA11. Les dates et conditions géométriques correspondant à ces images sont reportées dans le tableau 6.

Tableau 6: Caractéristiques des scènes AVHRR utilisées dans ce chapitre.

date	heure TU	θ_0 (°)	θ_v (°)	φ (°)
9/02/89	11h55	65	51	68
5/10/89	13h00	58	7	131
22/02/90	13h25	64	26	125
23/02/90	13h15	63	14	124

Ces 4 scènes doivent nous permettre d'estimer une éventuelle évolution interannuelle (février 89-février 90), et surtout une évolution entre le début et la fin de l'hiver (octobre-février). Les images enregistrées lors de deux jours consécutifs (pour lesquelles l'état de la surface peut être considéré comme inchangé) permettront de contrôler la prise en compte des effets directionnels.

3.2) Etalonnage.

Ainsi que nous l'avons détaillé dans le chapitre 2, les capteurs visibles et proche infra-rouges de AVHRR ne sont pas réétalonnés à bord du satellite. Afin de tenir compte de la dégradation de ces capteurs, nous avons utilisé les coefficients d'étalonnage donnés par Che et Price (1991). Ces coefficients (reportés dans le tableau 7) sont calculés à partir d'une régression linéaire prenant en compte l'ensemble des résultats existant dans la littérature durant la période novembre 1988 - octobre 1990.

Tableau 7: Régressions permettant d'estimer les coefficients d'étalonnage de NOAA11 d'après Che et Price (1991). "M" représente le nombre de mois écoulés depuis le lancement du satellite (24/9/88).

	coefficient d'étalonnage (W.m ⁻² .μm ⁻¹ .sr ⁻¹ .count ⁻¹)	précision
canal 1	0.537 + (1.95E-03*M)	± 7.5 %
canal 2	0.365 + (2.85E-03*M)	± 10 %

3.3) Correction atmosphérique.

La correction des effets perturbateurs de l'atmosphère a été effectuée à l'aide du code radiatif décrit dans le chapitre 2.

Pour le 9 février 1989, le contenu en ozone de l'atmosphère est déduit des mesures d'occultation solaire réalisées par le satellite SAGE II. A cause de l'orbitographie particulière de ce satellite, nous ne disposons pas de telles mesures pour les autres dates.

Pour celles-ci, nous avons utilisé les contenus moyens donnés par Hilsenrath et Schlesinger (1981) à 50° de latitude Nord.

Le contenu en vapeur d'eau de l'image du 9 février provient d'un radiosondage effectué près de Bruxelles. Pour les autres journées nous avons utilisé un contenu moyen, représentatif des conditions hivernales à nos latitudes (Mc Clatchey et al, 1971). Enfin, l'abondance et les propriétés optiques des aérosols découlent de mesures réalisées au LOA le 9 février 1989. L'épaisseur optique de ces aérosols pour les trois autres journées est estimée à partir de la réflectance de la mer dans le proche infrarouge (canal 2) (cf partie 2.3)).

L'influence de l'atmosphère sur les réflectances bidirectionnelles de la surface dans chacun des deux canaux de AVHRR est reportée sur la figure 9, pour les conditions géométriques correspondant aux images enregistrées le 9 février 1989 et le 10 octobre 1989. Ces deux images correspondent en effet à des masses d'air extrêmes: $m=4$ pour le 9 février et $m=3$ pour le 5 octobre.

De la même façon que pour les données enregistrées par Landsat, nous avons décomposé les différents effets perturbateurs de l'atmosphère: effet de la diffusion Rayleigh, de l'absorption gazeuse et des aérosols.

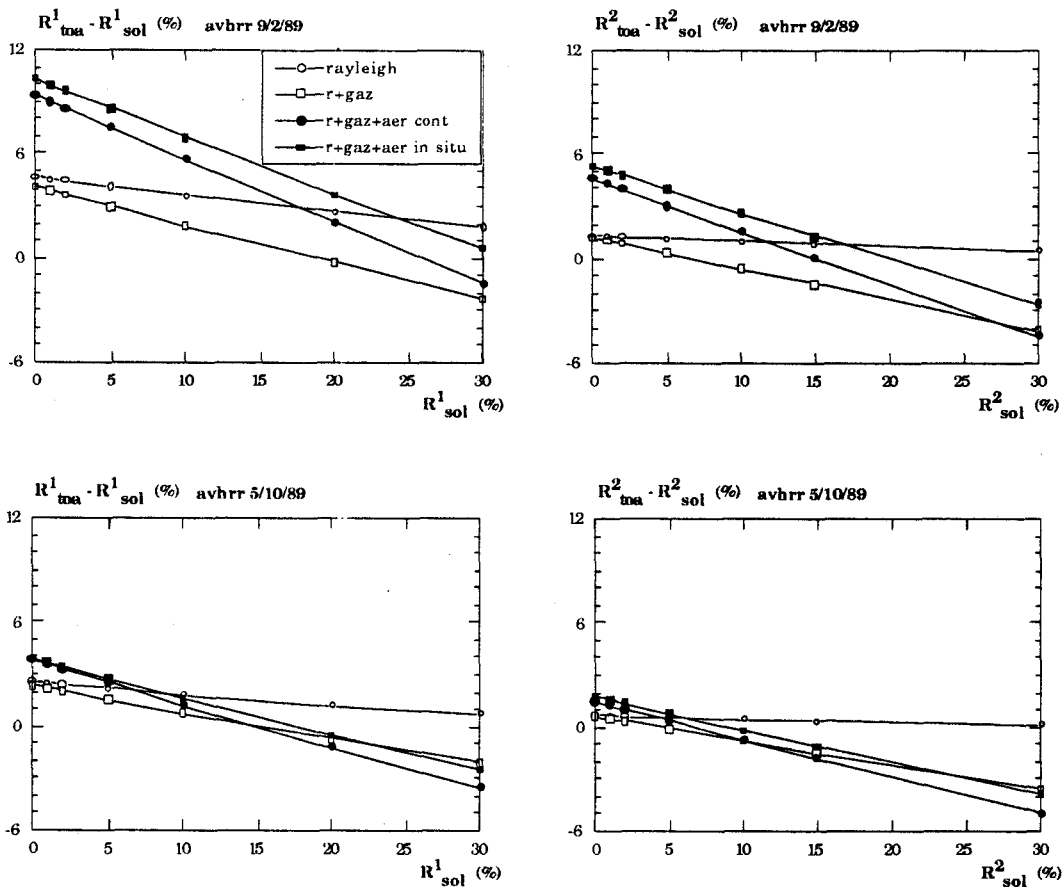


Figure 9: Influence de l'atmosphère sur les mesures réalisées par AVHRR.

La figure 9 permet de constater que l'influence des aérosols est nettement plus importante lorsque les angles d'incidence solaire et de visée sont élevés. En comparaison, l'influence de l'absorption gazeuse varie relativement peu.

Nous avons reporté dans les tableaux 8 et 9 les incertitudes des réflectances de surface dérivées des canaux AVHRR, liées aux incertitudes sur la composition de l'atmosphère et sur les coefficients d'étalonnage.

Dans ces tableaux, l'influence des aérosols est décomposée en deux parties: l'incertitude sur l'abondance des aérosols est estimée en considérant que leur épaisseur optique (à 550 nm) n'est connue qu'à 0.1 près. L'incertitude sur les propriétés optiques est obtenue en

comparant les aérosols mesurés in situ aux aérosols standards "continental I" (WRCP, 1986).

L'image AVHRR enregistrée le 9 février 1989 n'est pas sujette à cette incertitude puisque c'est durant cette journée que les mesures in situ ont été réalisées. Pour cette journée, l'incertitude sur l'épaisseur optique des aérosols est de l'ordre de ± 0.02 d'après les mesures réalisées in situ. De même, pour cette journée, l'incertitude sur les quantités d'absorbants sont moindres: ± 0.05 cm.atm pour l'ozone (mesures de SAGE II) et $\pm 10\%$ sur la quantité de vapeur d'eau (radiosondage de Uccles).

Les variations reportées dans les tableaux 8 et 9 ont été calculées pour des valeurs typiques de réflectance dans chacun des deux canaux de AVHRR: 0.05 et 0.10 dans le canal 1, 0.15 et 0.30 pour le canal 2. Des valeurs trois fois plus élevées dans le canal 2 correspondent à un indice de végétation égal à 0.5.

Cette étude de sensibilité montre que les postes d'erreur les plus importants sont ceux liés aux aérosols et à l'étalonnage de AVHRR. L'image du 9 février 1989, pour laquelle les constituants atmosphériques sont les mieux connus, présente au total une incertitude du même ordre de grandeur que les autres scènes car la masse d'air est plus importante pour cette scène.

Les incertitudes sur les réflectances bidirectionnelles de la surface sont typiquement de l'ordre de 15 à 35% à $0.6 \mu\text{m}$ (canal 1) et 10 à 15% à $0.8 \mu\text{m}$ (canal 2). Compte tenu des compensations d'erreurs, l'incertitude sur l'indice de végétation est de l'ordre de ± 0.05 .

Tableau 8: Ecart ΔR_{sol}^1 (entre les valeurs de réflectance de surface déterminées à partir du canal 1 de AVHRR et les valeurs "vraies") dus à une mauvaise connaissance de la composition de l'atmosphère et des coefficients d'étalonnage. Les variations sont relatives à:

- l'ozone: ± 0.1 cm.atm (sauf image du 9 février 89: ± 0.05 cm.atm)
- les aérosols:
 - a) abondance
 - b) propriétés optiques
- l'étalonnage : $\pm 7.5\%$

date	θ_o	θ_v	φ	$R_{sol,1}$	ozone	aérosols		etalonnage
						a	b	
9/02/89	65	51	68	0.05	0.003	0.009	--	0.011
				0.10	0.004	0.008	--	0.014
5/10/89	58	7	131	0.05	0.002	0.011	0.001	0.007
				0.10	0.003	0.009	0.002	0.011
22/02/90	64	26	125	0.05	0.003	0.015	0.002	0.009
				0.10	0.004	0.012	0.002	0.012
23/02/90	63	14	124	0.05	0.003	0.015	0.002	0.008
				0.10	0.004	0.011	0.002	0.012

Tableau 9: idem tableau 8 pour le canal 2 de AVHRR. Les variations sont relatives à:

- la vapeur d'eau: $\pm 20\%$ (sauf image du 9 février 89: $\pm 10\%$)
- les aérosols:
 - a) abondance
 - b) propriétés optiques
- l'étalonnage : $\pm 10\%$

date	θ_o	θ_v	φ	$R_{sol,2}$	vapeur d'eau	aérosols		etalonnage
						a	b	
9/02/89	65	51	68	0.15	0.002	0.005	--	0.024
				0.30	0.003	0.002	--	0.040
5/10/89	58	7	131	0.15	0.002	0.004	0.008	0.016
				0.30	0.003	0.002	0.016	0.030
22/02/90	64	26	125	0.15	0.002	0.005	0.010	0.018
				0.30	0.004	0.002	0.019	0.033
23/02/90	63	14	124	0.15	0.002	0.005	0.009	0.017
				0.30	0.004	0.002	0.018	0.032

3.4) Albédo de surface.

3.4.1) Méthode.

Contrairement à Landsat TM, le radiomètre AVHRR ne dispose que de 2 canaux dans la partie visible et proche infra-rouge du spectre solaire. Si l'on détermine la réflectance bidirectionnelle intégrée de 0.2 à 4 μm avec la méthode employée dans la partie 2.4.b, c'est à dire que l'on pondère chacune des réflectances spectrales (corrigées des effets perturbateurs de l'atmosphère) par la fraction de flux solaire atteignant la surface de part et d'autre de 0.7 μm (cf equation 5), on obtient pratiquement:

$$R_{\text{sol}}^{\text{sw}} = 0.5 R_{\text{sol}}^1 + 0.5 R_{\text{sol}}^2 \quad (9)$$

où R_{sol}^1 et R_{sol}^2 sont les réflectances bidirectionnelles de la surface dans le canal 1 et 2 de AVHRR. Chacun des deux canaux de AVHRR contribue alors pour moitié dans la réflectance intégrée de 0.2 à 4 μm . Cette méthode est employée par Saunders (1990) pour déterminer la réflectance (intégrée sur tout le spectre solaire) de la surface des îles Britanniques.

Plutôt que d'employer cette méthode qui présuppose que chacun des canaux est représentatif d'une moitié du spectre solaire, nous utilisons ici les résultats obtenus à partir des mesures de Landsat sur la région Nord de la France. Nous disposons en effet d'une scène enregistrée par AVHRR le même jour (5 octobre 1989) et avec le même angle zénithal solaire (bien que l'heure soit différente) que l'image Landsat étudiée dans la première partie de ce chapitre. Dans ces conditions, en faisant l'hypothèse que

l'humidité de la surface demeure constante, l'albédo de surface doit être le même pour ces deux images.

La région étant vue sous des angles de visée légèrement différents (0° pour Landsat et 7° pour AVHRR), il faut corriger l'image enregistrée par AVHRR des effets directionnels de la surface, comme nous l'avons réalisé pour les données Landsat (cf partie 2.4.c). Nous écrivons donc l'albédo déduit des mesures AVHRR sous la forme:

$$\alpha_{sol}^{sw}(\theta_o) = \frac{a_1 R_{sol}^1(\theta_o, \theta_v, \varphi) + a_2 R_{sol}^2(\theta_o, \theta_v, \varphi)}{f(\theta_o, \theta_v, \varphi)} \quad (10)$$

où a_1 et a_2 sont deux coefficients de pondération permettant de réaliser l'intégration spectrale des réflectances R_{sol}^1 et R_{sol}^2 , et $f(\theta_o, \theta_v, \varphi)$ est la fonction bidirectionnelle associée à la géométrie de l'image.

Nous avons utilisé dans cette étude la fonction bidirectionnelle donnée par Walthall et al (1985) aussi bien pour les sols nus que pour des surfaces comportant une couverture végétale. Pour l'image AVHRR du 5 octobre 1989, cette fonction est égale à 0.855 (à comparer à 0.802 pour la scène enregistrée au nadir par Landsat).

Les coefficients a_1 et a_2 sont calculés en ajustant l'albédo de la surface, déterminé à partir des données AVHRR (équation 10) à celui provenant des mesures de Landsat pour la même journée. En pratique, pour pouvoir comparer les deux images, la scène enregistrée par Landsat (cf figure 4) est moyennée spatialement à l'échelle de AVHRR (1.1 km²). De plus, les orbites des deux satellites n'ayant pas la même inclinaison, l'image Landsat est soumise à une rotation afin d'être superposable aux images

enregistrées à 0.6 et à 0.8 μm par AVHRR. Les coefficients a_1 et a_2 sont alors déterminés à l'aide d'une régression multilinéaire sur les données AVHRR et Landsat situées dans la zone d'étude du brouillard. Nous trouvons $a_1=0.49$ et $a_2=0.47$ soit deux valeurs du même ordre de grandeur que celles que l'on obtient par la méthode de pondération par le flux solaire incident (cf équation 9).

L'albédo de surface des 3 autres scènes AVHRR (indiquées dans le tableau 6) est déterminé à l'aide de l'équation 10. Pour ces scènes, nous utilisons les fonctions bidirectionnelles de Walthall et al (1985), et les coefficients de pondération a_1 et a_2 établis grâce à l'image Landsat. Nous supposons que ces coefficients sont constants, c'est à dire que la contribution des réflectances enregistrées à 0.6 et 0.8 μm à l'albédo intégré sur tout le spectre solaire ne dépend pas de la géométrie de l'image. Bien que nous n'ayons pas utilisé ici directement les fractions de flux solaire atteignant la surface dans chaque intervalle spectral, négliger les variations angulaires des coefficients a_i revient à négliger les variations qui interviennent dans la distribution spectrale de ce flux lorsque les masses d'air traversées et donc les quantités d'absorbants et de diffusants sont modifiées. Ces variations sont cependant négligeables comparées aux incertitudes sur l'étalonnage des capteurs de AVHRR, sur les propriétés optiques des aérosols et sur la valeur de la fonction bidirectionnelle employée.

3.4.2) Résultats.

Nous avons reporté sur la figure 10 les valeurs de l'albédo intégré sur tout le spectre solaire, moyennées sur la région Nord de la France pour les 4 journées indiquées dans le tableau 6. Deux types de sol sont considérés: le modèle Lambertien ($f(\theta_o, \theta_v, \varphi)=1$) et le modèle de sol de Walthall et al (1985).

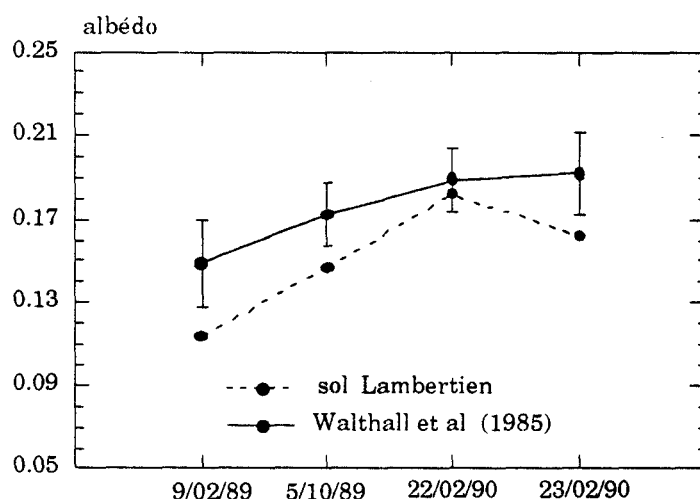


Figure 10: Variations temporelles de l'albédo hémisphérique de la région Nord de la France.

En comparant les résultats des 22 et 23 février 1990, on constate que pour ces deux jours consécutifs pour lesquels les coefficients d'étalonnage sont les mêmes mais les angles de visée de AVHRR sont différents (cf tableau 6), le modèle de Walthall et al (1985) semble bien prendre en compte les effets directionnels de la surface.

Par contre, les variations temporelles sont assez difficiles à cerner sur cette figure: si l'on ne tient compte que des valeurs moyennes sur la région, il semble que l'albédo de surface soit plus faible au début de la saison hivernale (octobre 89) qu'à la fin de celle-ci (février 90). Mais, l'on observe également une variation annuelle (février 89/février 90) nettement plus élevée que cette variation saisonnière.

En fait, ces valeurs moyennes peuvent être trompeuses car il ne faut pas perdre de vue toutes les incertitudes liées à la détermination de l'albédo de surface: nous avons reporté sur la figure 10 les barres d'incertitudes qui découlent de l'étude de sensibilité reportée dans les tableaux 8 et 9. Ces incertitudes relativement élevées sont dues en grande partie à l'imprécision des coefficients d'étalonnage des capteurs de AVHRR. Toutefois, il faut

noter que ces incertitudes dues à l'étalonnage sont majorées ici car nous avons considéré des incertitudes absolues et non pas relatives dans le temps: il est bien évident qu'il n'y a pas d'incertitude relative sur l'étalonnage entre les résultats du 22 et du 23 février 1990.

Compte tenu de ces incertitudes liées aux imprécisions de la mesure et aux effets directionnels de la surface, les résultats reportés sur la figure 10 ne permettent pas de conclure de façon définitive quant à d'éventuelles variations temporelles de l'albédo de la région Nord de la France.

3.5) Indice de végétation normalisé.

L'indice de végétation de la région Nord de la France est déterminé de la même façon pour les données AVHRR que pour les données Landsat: en utilisant les réflectances bidirectionnelles de la surface dans les canaux centrés sur 0.6 et 0.8 μm (cf partie 2.5).

Il faut noter pour ce calcul de l'indice de végétation, que les réflectances bidirectionnelles n'ont pas été normalisées à leur valeur au nadir. Ceci se justifie par (i) la très importante disparité des fonctions bidirectionnelles spectrales (à 0.6 et 0.8 μm) disponibles dans la littérature (Kriebel, 1978; Kimes et Sellers, 1985) (le modèle de Walthall et al (1985) n'est applicable qu'à des valeurs intégrées de 0.2 à 4 μm) et (ii) par le fait que les effets directionnels sont nettement moins importants sur la valeur de l'indice de végétation que sur celle de l'albédo (Holben et al, 1986).

Les valeurs médianes des NDVI sur la région Nord de la France, sont reportées

sur la figure 11. La valeur médiane est définie de telle façon que 50% des pixels de la région aient un indice de végétation inférieur à cette valeur, et 50% un indice de végétation supérieur.

Les barres d'erreurs correspondent aux incertitudes sur l'étalonnage d'AVHRR et sur la composition de l'atmosphère; les incertitudes liées à l'anisotropie de la réflectance de la surface ne sont pas indiquées sur cette figure.

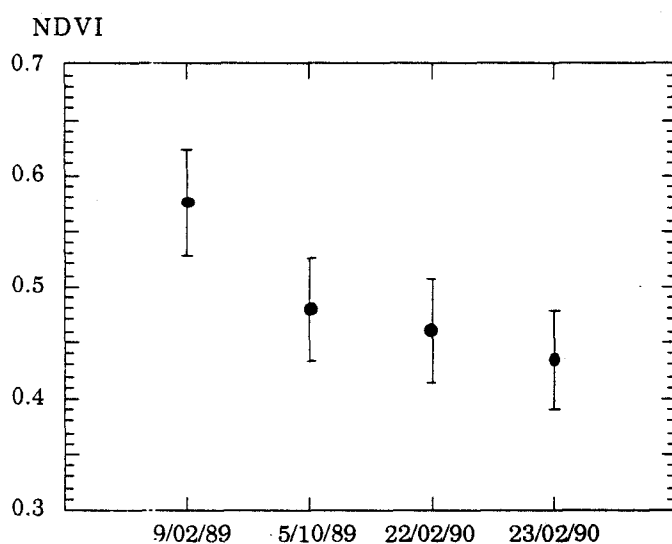


Figure 12: Evolution temporelle de l'indice de végétation sur la région Nord de la France

Les indices de végétation obtenus le 22 et le 23 février 1990 diffèrent de 0.02. Pour ces deux journées consécutives, on peut supposer que l'indice de végétation n'a pas changé et que les erreurs d'étalonnage sont les mêmes. L'écart observé peut s'expliquer par une mauvaise correction atmosphérique et plus certainement par les conditions de visée différentes. Cet écart indique la précision maximale avec laquelle sont définis les indices de végétation.

On remarque sur la figure 12, en comparant les indices de végétation obtenus pour

le début et la fin de l'hiver (octobre 1989-février 1990), qu'il n'y a pas d'effet saisonnier notable. Pour cette période, la variation (de l'ordre de 0.03) est de plus nettement inférieure à la précision des mesures (de l'ordre de ± 0.05).

Compte tenu de cette faible variation intersaisonnière, les résultats obtenus pour le 9 février 1989, qui semblent indiquer une variation interannuelle importante (de l'ordre de 0.15) sont à considérer avec un certain recul. En effet, si les effets directionnels de la surface semblent avoir un impact relativement faible pour les 22 et 23 février, ils sont sans doute nettement plus importants pour l'image correspondant au 9 février 89 qui a été enregistrée avec un angle de visée très important (cf tableau 6). De plus, sur une aussi longue période, il ne faut pas exclure que la précision donnée par Che et Price (1991) (cf tableau 7) soit largement sous estimée.

4) Conclusion.

Dans ce chapitre, nous avons déterminé certains paramètres représentatifs de l'état de la surface, accessibles par télédétection. Ces paramètres seront utilisés afin de décrire les couplages sol-atmosphère dans le modèle de prévision du brouillard développé au Laboratoire d'Aérodynamique par Bergot et Guédalia (1991).

Nous avons réalisé les cartographies de l'albédo et de l'indice de végétation sur la région Nord-Pas de Calais à partir d'une image enregistrée par Landsat 5-TM. Outre les valeurs typiques et les gammes de variation de ces paramètres, ces cartographies ont permis de mettre en évidence (i) une faible variabilité spatiale de l'albédo de surface et (ii) un indice de végétation où se distinguent des zones particulières telles le Boulonnais ou la zone frontalière.

Enfin, nous avons recherché la variation temporelle de l'albédo et de l'indice de végétation pendant la période hivernale propice au développement des brouillards denses. L'étude réalisée à partir de données AVHRR n'a pas permis de dégager de nettes variations temporelles. Celles-ci, si elles existent, restent cachées par la trop importante imprécision des mesures.

D'un point de vue opérationnel, si les valeurs d'albédo et/ou d'indice de végétation jouent un rôle important dans la modélisation de la formation du brouillard, les distributions spatiales de ces paramètres serviront de condition limite au futur modèle de prévision du brouillard. Ces tests de sensibilité n'ont pas encore été réalisés par les modélistes, mais une première estimation "empirique" de l'influence de l'albédo et de l'indice de végétation peut être donnée: nous n'avons en effet observé aucune corrélation entre les valeurs de ces paramètres de surface et (i) la fréquence du brouillard en un point donné (cf chapitre 1) et (ii) l'épaisseur optique du brouillard (cf chapitre 2). Seule la région du Boulonnais se caractérise par une fréquence d'apparition du brouillard plus faible qui pourrait sembler liée à un indice de végétation plus élevé que le reste de la région Nord de la France. En fait, il faut noter que le Boulonnais se distingue également du reste du Nord-Pas de Calais par sa géologie et surtout par son relief. De plus, la Belgique qui possède globalement un indice de végétation plus élevé que le Nord de la France ne semble pas spécialement épargnée par le brouillard (cf chapitres 1 et 2).

Il faut également noter que l'échelle spatiale à laquelle les cartographies des paramètres de surface réalisées dans ce chapitre seront utilisées, dépend du modèle de la Météorologie Nationale qui servira de forçage au modèle de prévision du brouillard. Au modèle méso-échelle actuel Périodot, qui est composé de mailles de 35 km de coté, devrait

en effet se substituer prochainement (aux environs de 1993) un modèle à mailles plus fines: 10*10 km. A cette échelle, les variations spatiales de l'albédo et surtout de l'indice de végétation seront nettement moindres que celles observées à la pleine résolution de Landsat.

CONCLUSION

CONCLUSION

Le travail reporté dans cette thèse fait partie d'un ensemble d'études sur les brouillards radiatifs. Ces études, coordonnées par le Groupement Scientifique "Brouillard", ont pour but l'amélioration de la prévision des brouillards denses sur la région Nord de la France, région qui est particulièrement touchée par ces phénomènes. Dans le cadre de ce Groupement Scientifique, notre travail a consisté en l'étude des hétérogénéités spatio-temporelles du brouillard et de la surface du Nord-Pas de Calais.

Dans la première partie, nous avons déterminé l'extension spatiale de brouillards nocturnes à l'aide de deux méthodes indépendantes et complémentaires: l'une basée sur les propriétés optiques du brouillard et l'autre sur son homogénéité spatiale. Ces méthodes de détection vont à présent permettre, en multipliant le nombre d'évènements observés, de réaliser la cartographie des zones "à risque" où la fréquence d'apparition de brouillards est très élevée. Elles permettront également de valider les résultats du modèle de prévision du brouillard en dehors de la zone particulière du site instrumenté de Carnin. Le résultat préliminaire présenté dans ce chapitre permet déjà une première localisation des régions plus ou moins sujettes au brouillard. Ces résultats pourront à présent être complétés de façon indépendante par les visibilimètres implantés depuis peu dans le réseau de stations automatiques de la Météorologie Nationale.

La deuxième partie a été consacrée à la détermination de l'épaisseur optique du brouillard à partir des données satellitaires enregistrées pendant la journée. La méthode développée dans ce chapitre permet de prendre en compte de façon réaliste

CONCLUSION

l'anisotropie de la réflectance du brouillard et les effets perturbateurs de l'atmosphère et de la surface. Une étude complète des différentes sources d'incertitudes et de leur impact sur l'épaisseur optique retrouvée a été réalisée. Cette étude de sensibilité a notamment mis en évidence le rôle important de la microphysique du brouillard et de la réflectance de la surface (à $0.8 \mu\text{m}$) sur la valeur de l'épaisseur optique retrouvée.

Indépendamment de ces incertitudes, l'utilisation des données enregistrées in situ sur le site instrumenté de Carnin, a permis de pallier aux problèmes de perte de sensibilité des capteurs satellitaires. Grâce à la méthode développée dans ce chapitre, nous avons réalisé la cartographie de l'épaisseur optique d'un brouillard apparu sur le Nord de la France en février 1989. Ces cartographies ont mis en évidence de larges fluctuations spatiales de l'épaisseur optique, fluctuations qui se retrouvent sur les mesures temporelles réalisées in situ.

Dans le dernier chapitre, nous avons déterminé l'albédo et l'indice de végétation de la région Nord-Pas de Calais à partir d'une scène enregistrée par le satellite Landsat. Ces paramètres représentatifs de l'état de la surface permettront au modèle de prévision du brouillard développé au Laboratoire d'Aérodynamique de prendre en compte les hétérogénéités spatiales de la région. L'imprécision des mesures n'a pas permis de mettre en évidence d'éventuelles variations temporelles de ces paramètres mais nous avons pu estimer l'homogénéité spatiale de l'albédo de surface et de l'indice de végétation sur la région Nord de la France. Il est apparu que l'albédo de surface se caractérise par une variabilité spatiale relativement faible sur la région Nord et que seul l'indice de végétation révèle des zones particulières (frontière belge, Boulonnais...). Néanmoins, avec les données dont nous disposons, aucune corrélation n'a été observée entre la distribution spatiale de l'indice de végétation et la fréquence d'apparition du brouillard ou son épaisseur optique.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

Abel, P., G. R. Smith, R. H. Levin and H. Jacobowitz, 1988:
Results from aircraft measurements over White Sands, New Mexico, to calibrate the visible channels of spacecraft instruments.
in SPIE, Vol 924, 208-214.

Andre, J. C., J.P. Goutorbe and A. Perrier, 1986:
HAPEX-MOBILY: A hydrologic atmospheric experiment for the study of water budget and evaporation flux at the climate scale.
Bull. Amer. Meteor. Soc., 67, 138-144.

Arking, A. and J.D. Childs, 1985:
Retrieval of cloud cover parameters from multispectral satellite images.
J. Climate Appl. Meteor., 24, 322-333.

Bergot T., D. Guedalia and D. Benard, 1991:
A one dimensional model of nocturnal boundary layer applied to fog forecasting.
European Geophysical Society, XVI General Assembly, Wiesbaden.

Bergot, T. and D. Guedalia, 1991:
Numerical forecasting of radiation fog. Part I. Numerical model and sensitivity tests.
Submitted to Monthly Weather Rev.

Bernard R., P. Martin, J. L. Thony, M. Vauclin and D. Vidal-Madjar, 1983:
C band radar for determining surface of soil moisture.
Remote Sens. of Environ., 12. 189-200.

Bott, A., U. Sievers, and W. Zdunkowski, 1990:
A radiation fog model with a detailed treatment of the interaction between radiative transfer and fog microphysics.
J. Atmos. Sci., 47, 2153-2166.

Brennan, B. and W.R. Bandeen, 1970:
Anisotropic reflectance characteristics of natural surfaces.
Appl. Opt., 9, 405-412.

BIBLIOGRAPHIE

Brest, C.L., 1987:

Seasonal albedo of an urban/rural landscape from satellite observations.

J. Climate Appl. Meteor., 26, 1169-1187.

Che N. and J. C. Price, 1991:

Review of radiometric calibration results and methods for visible and near infrared channels of NOAA-7, -9 and -11 AVHRR.

Submitted to Remote Sens. of Environ.

Chandrasekhar, S., 1960:

Radiative transfer.

Dover, 393 p.

Chu, W.P., M.P. McCormick, J. Lenoble, C. Brogniez, and P. Pruvost, 1989:

SAGE II inversion algorithm.

J. Geophys. Res. 94, 8339-8352.

D'Entremont, R. P., 1986:

Low and midlevel cloud analysis using nighttime multispectral imagery.

J. Climate Appl. Meteor., 25, 1853-1869.

Derrien, M., H. Legleau, L. Lavanant, L. Hrang, A. Noyalet et D. Pochic, 1990:

Détection automatique des nuages avec l'imageur AVHRR du satellite défilant NOAA-11.

Note de travail de l'Etablissement d'Etudes et de Recherches Météorologiques. Direction de la Météorologie Nationale.

Dobson, G. M. B., 1968:

Exploring the Atmosphere.

Clarendon Press, Oxford.

Downing, H. D. and D. Williams, 1975:

Optical constants of water in the infrared.

J. Geophys. Res., 80, 1656-1661.

Durkee, P.A., D.R. Jensen, E.E. Hindman and T.H. Vonder Haar, 1986:

The relationship between marine aerosol particles and satellite-detected radiance.

J. Geophys. Res., 91, 4063-4072.

BIBLIOGRAPHIE

Duynkerke, P.G., 1991:

Radiation fog : A comparison of model simulation with detailed observations.
Monthly Weather Rev., 119, 324-341.

Eaton, F. D. and I. Dirmhirn, 1979:

Reflected irradiance indicatrices of natural surfaces and their effect on albedo.
Appl. Opt., 18, 994-1008.

Eyre, J. R., J. L. Brownscombe and R. J. Allam, 1984:

Detection of fog at night using Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR)
imagery.
Meteor. Mag., 113, 226-271.

Frohlich C., 1984:

The need for the characterisation of pyranometers.
Proc. IEA Meeting, Norrkopping, Sweden, 1-7.

Gardner, B.R., B.L. Blad, D.R. Thompson and K.E. Henderson, 1985:

Evaluation and interpretation of Thematic Mapper ratios in equations for estimating
corn growth parameters.
Remote Sens. of Environ., 18, 225-234.

Hilsenrath E. and B. M. Schlesinger, 1981:

Total ozone seasonal and interannual variations derived from the 7-year Nimbus-4
BUV data set.
J. Geophys. Res., 86, 12087-12096.

Holben, B., D. Kimes and R.S. Fraser, 1986:

Directional reflectance response in AVHRR red and near-IR bands for three cover types
and varying atmospheric conditions.
Remote Sens. of Environ., 19, 213-236.

Holben, B.N., Y.J. Kaufman, and J.D. Kendall, 1990:

NOAA-11 AVHRR visible and near IR inflight calibration.
Int. J. Remote Sensing ,11, 1511-1520.

Hudson J. G., 1980:

Relation ship between fog condensation nuclei and fog microstructure.
J. Atmos. Sci., 37, 1854-1867.

BIBLIOGRAPHIE

Hunt, G. E., 1973:

Radiative properties of terrestrial clouds at visible and infra-red thermal window wavelenghts.

Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 99, 346-369.

Justo J.E. and G. Lala, 1983:

Radiation fog fields programs-recent studies.

Atmospheric Sciences Research Center, State University of New York et Albany. U.S. Army Research Office. National Science Fondation.

Justus C. G., 1990:

An operationnal procedure for calibrating and assessing the stability and accuracy of shortwave satellite sensors.

Submitted for publication.

Kerr, J. B., 1973:

Short-time period fluctuations in the total ozone.

Pure and Appl. Geophys. 106-108, 977-980.

Kimes, D.S., 1983:

Dynamics of directional reflectance factor distributions for vegetation canopies.

Appl. Opt., 22, 1364-1372.

Kimes, D. S. and P. J. Sellers, 1985:

Inferring hemispherical reflectance of the earth's surface for global energy budgets from remotely sensed nadir or directional radiance values.

Remote Sensing of Environ., 18, 205-224.

King, M. D., D. M. Byrne, B. M. Herman and J. A. Reagan, 1978:

Aerosol size distributions obtained by inversion of spectral optical depth measurements.

J. Atmos. Sci., 35, 2153-2167.

King, M.D., 1987:

Determination of the scaled optical thickness of clouds from reflected solar radiation measurements.

J. Atmos. Sci. 44, 1734-1751.

Kneizys, F. X., E. P. Shettle, L. W. Abreu, J. H. Chetwynd, G. P. Anderson, W. O. Gallery, J. E. A. Selby and S. A. Clough, 1988:

Users guide to LOWTRAN 7.

AFGL-TR-88-0177, Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, MA, 146 pp.

BIBLIOGRAPHIE

Koshmieder, H., 1924:

Theorie der horizontalen Sichtweite.

Beit. Phys. Atmos., 12, 33-53.

Kriebel, K. T., 1978:

Measured spectral bidirectional reflection properties of four vegetated surfaces.

Appl. Opt., 17, 253-259.

Krueger, A. J., A. J. Fleig, J. A. Gatlin, D. F. Heath, P. K. Bhartia, V. G. Kaveeshwar, K. F. Klenk and P. M. Smith, 1980:

First results from the Nimbus 7 total ozone mapping spectrometer.

Proceedings of the Quadrennial International Ozone Symposium, Boulder, Co , (ed. J. London), 322-327.

Kunkel, B. A., 1984:

Parameterization of droplet terminal velocity and extinction coefficient in fog models.

J. Climate Appl. Meteor., 34-41.

London J., R. D. Bojkov, S. Oltmans and J. I. Kelley, 1976:

Atlas of the global distribution of total ozone july 1957-june 1967.

NCAR Technical Note, NCAR/TN/113+STR, pp 276.

Luther, F.M., R.G. Ellingsen, Y. Fouquart, S. Fels, N.A. Scott, and W.J. Wiscombe, 1988:

Intercomparison of radiation codes in climate models (ICRCCM) : longwave clear-sky results. A workshop summary.

Amer. Meteor. Soc. 69, 40-48.

Mc Clatchey, R.A., R.W. Fenn, J.E.A. Selby, F.E. Volz and J.S. Garing, 1971:

Optical properties of the atmosphere.

AFCRL-71-0279, Air Force Cambridge Research Laboratories, Bedford, MA, 85pp

Murai, S. and S. Yanagida, 1984:

Spectral separability of Thematic mapper imagery in agricultural area.

In Proceedings of the Third Asian Agricultural Remote Sensing Symposium.

Tokai University, ESCAP/Thailand Remote Sensing Centre, pp 39-59.

BIBLIOGRAPHIE

Nerry, F., J. Labed and M. P. Stoll, 1990:

Spectral properties of land surfaces in the thermal infrared. Part I: Laboratory measurements of absolute spectral emissivity signatures.

To be published in *J. Geophys. Res.*

Noilhan, J. and S. Planton, 1989:

A simple parametrization of the surface processus for meteorological models.

Monthly Weather Rev., 117, 536-549.

O'Brien D.M. and R.M. Mitchell, 1988:

Retrieval of surface wind speed and aerosol optical depth over the ocean from AVHRR images of sun glint.

J. Appl. Meteor., 27, 1395-1403.

Ormsby, J.P., B.J. Choudhury and M. Owe, 1987:

Vegetation spatial variability and its effect on vegetation indices.

Int. J. Remote Sensing, 8, 9, 1301-1306.

Pandey, P. C., E. G. Njoku and J. W. Waters, 1983:

Interference of cloud temperature and thickness by microwave radiometry from space.

J. Climate Appl. Meteor., 22, 1894-1898.

Paul P., Y. Ramrani et J. Hirsch, 1987:

Essai de détection automatique des limites supérieures des brouillards dans les Vosges.

Rech. Geog. à Strasbourg, 27, 33-36.

Pinnick, R.G., D.L. Hoihjelle, G. Fernandez, E.B. Stenmark, J.D. Lindberg, G.B.

Hoidale, S.G. Jennings, 1978:

Vertical structure in atmospheric fog and haze and its effects on visible and infrared extinction.

J. Atmos. Sci. 35, 2020-2032.

Potter, J., 1970:

The delta function approximation in radiative transfer theory.

J. Atmos. Sci., 27, 943-949.

Prabhakara, C., H. D. Chang and A. T. C. Chang, 1982:

Remote sensing of precipitable water over the oceans from Nimbus 7 microwave measurements.

J. Appl. Meteor., 21, 59-68.

BIBLIOGRAPHIE

Ranson, K.J., J.R. Irons and C.S.T. Daughtry, 1991:
Surface albedo from bidirectional reflectance.
Remote Sens. of Environ., 35, 201-211.

Roach, Brown, Caughey, Garland, Readings, 1976:
The physics of radiation fog: I-a field study.
Quart. J. Roy. Met. Soc., 102, 313-333

Rossow, W. B., F. Moshier, E. Kinsella, A. Arking, M. Desbois, E. Harrison, P. Minnis,
E. Ruprecht, G. Seze, C. Simmer and E. Smith, 1985:
ISCCP cloud algorithm intercomparison.
J. Climate Appl. Meteor., 24, 877-903.

Santer, R. and M. Herman, 1983:
Particle size distributions from forward scattering light using Chahine inversion
scheme.
Appl. Opt., 22, 2294-2301.

Saunders, R. W. and K. T. Kriebel, 1988:
An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data.
Int. J. Remote Sensing, 9, 123-150.

Saunders, R.W., 1990:
The determination of broad band surface albedo from AVHRR visible and near-
infrared radiances.
Int. J. Remote Sensing, 11, 49-67.

Staelin, D. H., K. F. Kunzi, R. L. Pettyfohn, R. K. L. Poon, R. L. Welcox and J. W.
Waters, 1976:
Remote sensing of atmospheric water vapor and liquid water with the Nimbus 5
microwave spectrometer.
J. Appl. Meteor., 15, 1204-1214.

Stamnes, K., S. C. Tsay, W. Wiscombe and K. Jayaweera, 1988:
Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in
multiple scattering and emitting layered media.
Appl. Opt., 12, 2502-2509.

Sutherland, R. A., 1986:
Broadband and spectral emissivities (2-18 μm) of some natural soils and vegetation.
J. Atm. Ocean. Technology, 3, 199-202.

BIBLIOGRAPHIE

Suttles, J.T., R.N. Green, P. Minnis, G.L. Smith, W.F. Staylor, B.A. Wielicki, I.J. Walker, D.F. Young, V.R. Taylor and L.L. Stowe, 1988:

Angular radiation models for earth-atmosphere system. Volume I-Shortwave radiation. NASA Reference Publication-1184.

Tanré, D., C. Devaux, M. Herman, and R. Santer, 1988:

Radiative properties of desert aerosols by optical ground-based measurements at solar wavelengths.

J. Geophys. Res. 93, 14223-14231.

Taylor, V. R. and L. L. Stowe, 1984:

Reflectance characteristics of uniform earth and cloud surface derived from Nimbus 7 ERB.

J. Geophys. Res., 89, 5345-5363

Vehil, R., J. Moneris, D. Guedalia, and P. Sarthou, 1989:

Study of the radiative effects (long-wave and short-wave) within a fog layer.

Atm. Res. 23, 179-195.

Walthall, C. L., J. M. Norman, J. M. Welles, G. Campbell and B. M. Blad, 1985:

Simple equation to approximate the bidirectional reflectance from vegetative canopies and bare soil surfaces.

Appl. Opt., 24, 383-387.

Wang, W. C., and P. B. Ryan, 1983:

Overlapping effect of atmospheric H₂O, CO₂ and O₃ on the CO₂ radiative effect.

Tellus, 35B, 81-91.

Wobrock, W., G. Kramm and F. Herbert, 1986:

The influence of aerosol distribution and composition on the formation and evolution of radiation fog.

2nd Int. Aerosol. Conf., Berlin 426 pp.

WCP 112, 1986:

A preliminary cloudiness standard atmosphere for radiation computation.

Radiation commission, Boulder, Co, USA.

BIBLIOGRAPHIE

Whitlock, C. H., W. F. Staylor, G. Smith, R. Levin, R. Frouin, C. Gautier, P. M. Teillet, P. N. Slater, Y. J. Kaufman, B. N. Holben, W. B. Rossow, C. Brest and S. R. LeCroy, 1988:

AVHRR and VISSR satellite instrument calibration results for both cirrus and marine stratocumulus IFO periods.

FIRE Science Team Meeting, Vail, Colorado, July 11-15.

Yeh, H. Y. and K. N. Liou, 1983:

Remote sounding of cloud parameters from a combination of infrared and microwave channels.

J. Climate and Appl. Meteor., 22, 201-213.

Zdunkowski, W. G., R. M. Welch and G. Korb, 1980:

An investigation of the structure of typical two-stream methods for the calculation of solar fluxes and heating rates in clouds.

Beitr. Phys. Atmosph., 53, 147-166.

ANNEXE

Brumes et brouillards en 1858

LE MUSÉE DES SCIENCES

JOURNAL HEBDOMADAIRE PARAISSANT LE MERCREDI.

M. LECOUTURIER, rédacteur en chef.

PARIS

Un an..... 5 fr.

ON S'ABONNE A PARIS

Rue des Halles, 5 (à l'angle des rues de Rivoli et Saint-Denis).

Envoyer un mandat sur la poste à l'ordre du Directeur. (Affranchir.)

DÉPARTEMENTS

Un an..... 6 fr.

SOMMAIRE

Le brouillard. — Le tabac : Fabrication et falsification. (Suite.) — Origine animale des oolithes. — Des climats à différentes hauteurs sur les montagnes et à différentes profondeurs dans les mers. — Olivier de

Serres, le Vivarais et ses produits : le mûrier et le ver à soie. — Remède contre la rage. — Galvanisation des fontaines en fonte. — **Faits scientifiques** : Le Nicaragua et Costa-Rica. — Hivers tardifs. — Fossile humain.



Un brouillard à Paris.

LE BROUILLARD.

Les régions tempérées que nous habitons sont regardées avec raison comme les zones les plus brumeuses du globe. L'explication de ces faits est simple et facile : les brumes, qu'on appelle plus communément *brouillards*, sont l'apanage de tous les climats où il y a défaut d'équilibre entre la température de l'air et celle du sol. Si le sol est plus échauffé que l'air, les masses de vapeur d'eau qui s'en élèvent, se condensent en passant dans un milieu atmosphérique plus froid, deviennent visibles et troublent la transparence des basses régions de l'air.

Mais si c'est le contraire qui a lieu : si le sol est plus froid que l'air, la vapeur d'eau, contenue dans les couches inférieures de l'atmosphère, se condense en approchant de la terre et finit par se déposer sous forme de gouttelettes liquides sur les plantes et sur les autres objets qui parsèment la sur-

face du sol. L'eau ainsi déposée, souvent en assez grande abondance, est le phénomène météorologique qu'on appelle *rosée*.

La rosée est donc l'opposé et, pour ainsi dire, la contrepartie du brouillard ; de telle sorte que lorsqu'il y a manque d'équilibre entre la température de l'air et celle du sol, il en résulte toujours ou un brouillard, si c'est le sol qui est le plus échauffé des deux, ou une rosée, si c'est l'air. Je ne parle pas ici de la gelée blanche, qui n'est qu'une rosée condensée par un surcroît de froid du sol.

Il résulte de cette courte explication que les brouillards ne sauraient être habituels ni aux régions torrides, où la chaleur se maintient constamment à une moyenne très-élevée, ni aux contrées glaciales qui sont toujours sous la neige.

Cette conclusion est applicable aux diverses saisons de nos pays tempérés. On appelle *tempérée* la zone située à mi-chemin des régions tropicales aux régions polaires, vers le

45° degré de latitude. Cette zone a des saisons extrêmes, comme l'été qui tient quelquefois de celui des tropiques et comme l'hiver qui n'est pas sans ressemblance avec les hivers polaires. Or, au milieu de pareils étés, il ne saurait y avoir défaut d'équilibre entre la température ardente de l'atmosphère et celle du sol suréchauffé; de même, au milieu de nos hivers, si l'air est glacial, la gelée ne manque pas de pénétrer à une certaine profondeur dans le sol. Chez nous, l'hiver et l'été, ne peuvent donc être une saison de brouillards et de rosées.

Mais il existe, dans l'intervalle de l'hiver à l'été et de l'été à l'hiver, deux saisons intermédiaires, le printemps et l'automne qui ne sont, à proprement parler, que des époques de transition du froid à la chaleur et de la chaleur au froid. Dans ces deux saisons, la constitution atmosphérique ne se compose que d'une série de changements du mauvais temps au beau temps dans le printemps et *vice versa* dans l'automne.

À l'équinoxe du printemps, aussitôt que le soleil est revenu à l'équateur, ses rayons, de plus en plus ardents, échauffent l'atmosphère. La terre, engourdie par les rigueurs de l'hiver, est longtemps avant de se pénétrer de cette douce chaleur. Alors la vapeur d'eau, répandue au sein de l'atmosphère, se dépose en gouttelettes de rosée lorsqu'elle approche des corps froids de la surface du sol. Le printemps est donc par excellence la saison des rosées.

C'est le contraire qui arrive à l'équinoxe d'automne, lorsque le soleil a traversé l'équateur pour marcher vers le tropique du Capricorne. La terre, pénétrée des rayons du soleil d'été, ne se refroidit que peu à peu au contact d'un air de plus en plus froid. Dans l'échange qui s'opère par voie de rayonnement entre la terre et l'air, la première laisse échapper de la vapeur d'eau qui se trouve aussitôt condensée en brouillard dans les couches inférieures de l'atmosphère. L'automne étant l'époque où l'atmosphère est en général plus froide que le sol, cette saison est donc celle où se produisent les brouillards les plus intenses.

Il ne faudrait pas croire que la terre ferme est seule sujette aux brouillards; on en observe aussi de très-considérables sur les côtes et dans certains parages au milieu de l'Océan; ainsi, il n'est pas de marins qui ne redoutent les périls que leur font courir ceux qui se produisent constamment aux approches du banc de Terre-Neuve.

La cause des brouillards de cette région septentrionale de l'Atlantique n'est pas douteuse: il n'est personne qui ne connaisse le Gulf-Stream¹, cet immense fleuve d'eau chaude qui coule à la surface de la mer, depuis le golfe du Mexique jusqu'aux côtes d'Europe et même jusqu'à la mer glaciale. Arrivé à la hauteur de Terre-Neuve, le Gulf-Stream se dirige en droite ligne à l'est vers les côtes de l'ancien continent. Sa température étant beaucoup plus élevée que celle de la mer et que celle de l'air ambiant sous ces latitudes froides, il émet beaucoup de vapeur d'eau qui devient un brouillard épais aussitôt qu'elle a atteint les premières couches de l'atmosphère.

Le même phénomène a lieu sur les côtes européennes de l'Atlantique où le courant du Gulf-Stream conserve encore assez de chaleur pour élever notablement la température moyenne. Il en a été ainsi depuis la plus haute antiquité, puisque Strabon, au commencement de notre ère, parlait déjà des brouillards perpétuels de la Grande-Bretagne.

Notre Bretagne française qui forme une presqu'île avancée dans l'Océan, participe aussi des avantages et des inconvénients que le Gulf-Stream apporte aux contrées vers lesquelles il rayonne.

La température moyenne de cette province est beaucoup plus élevée que celle du centre et de l'est de la France; et si l'on s'en rapporte aux bulletins météorologiques de l'observatoire de Paris, publiés chaque jour dans le *Moniteur universel*, ce n'est que par exception que l'on voit, dans l'hiver, le thermomètre descendre, à Brest², plus bas que 8 ou 10 degrés au-dessus de zéro, à 8 heures du matin.

Si le climat de Brest est d'une tiédeur remarquable, en revanche l'atmosphère de cette ville est rarement transparente; elle est fréquemment chargée de cette humidité qui

transforme en brouillard la vapeur chaude qui s'élève de la mer.

Les brouillards épais sont habituels à la côte de Bretagne qui longe l'Atlantique. Il y a quelques années, je parcourais cette côte, au mois de septembre, avec un ami: par une belle après-midi, nous nous trouvions au milieu des bruyères du Morbihan; le soleil était rayonnant et le ciel de la plus grande pureté. Nous nous rapprochâmes du rivage pour aller visiter les monuments druidiques de Locmariaquer; à mesure que nous marchions dans cette direction, nous entrions dans un brouillard blanc de plus en plus intense; c'était au point que nous ne voyions la mer que lorsque nous mettions, pour ainsi dire, le pied dedans. Sur les côtes de la Manche et d'aucune autre mer je n'ai jamais observé de brouillards aussi épais et d'une blancheur aussi remarquable.

Quelques villes, situées dans l'intérieur des terres, sont, dans certaines saisons, sujettes à des brouillards d'une extrême intensité, ainsi Paris et particulièrement Londres; mais ces brouillards ne sont pas de la nature de ceux dont il vient d'être question. N'ayant pas la blancheur des brouillards de l'Atlantique, ils sont lourds comme de la fumée de charbon de terre et répandent une odeur pénétrante et quelque peu nauséabonde. Ils enveloppent la ville au milieu d'une atmosphère noire comme un linceul que les rayons du soleil ne peuvent pénétrer en plein midi; le soir les innombrables becs de gaz qui éclairent les rues, les places et les ponts, n'ont pas plus d'éclat que la lueur de feux-follets, incapable de guider les passants.

Chaque année Paris se voit enseveli une ou deux fois, vers la fin de l'automne, au milieu de cette atmosphère obscure qui ne permet pas aux habitants de retrouver facilement leur domicile, et qui donnerait lieu aux plus fâcheux accidents, si l'administration ne prenait à temps les plus sages précautions. Le 19 décembre dernier fut un de ces jours tristes où l'on a des yeux pour ne point voir et où tous les procédés d'éclairage inventés par le génie humain deviennent impuissants. Alors, chaque sergent de ville, armé d'une torche, était obligé de conduire partiellement chaque passant pour l'empêcher de s'égarer au milieu des voies les plus larges et les plus fréquentées.

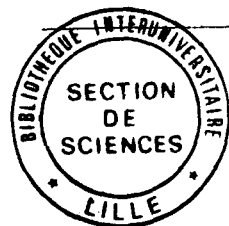
Le *Moniteur* du lendemain rapportait ce qui suit:

« Hier soir, vers six heures, un brouillard des plus intenses a subitement enveloppé la capitale. L'obscurité était telle qu'on ne voyait pas à dix pas devant soi; la clarté du gaz elle-même était impuissante à la percer. Sur les places, sur les quais surtout on ne pouvait marcher qu'avec la plus grande précaution. Sur quelques points, la circulation des voitures a été complètement interrompue; ailleurs, les cochers ont dû mettre pied à terre pour conduire leurs chevaux par la bride, tout en s'avertissant réciproquement par des cris de leur approche. La physionomie de Paris était complètement changée; on se serait cru transporté sur les bords de la Tamise. Les voitures qui avaient à pénétrer dans la place du Carrousel ou à en sortir ne trouvaient qu'à grand-peine une issue. Sur les ponts et dans tous les endroits où la circulation est très-active, pour prévenir tout accident, l'administration avait eu la sage précaution de poster de distance en distance des sergents de ville munis de torches allumées.

« On a remarqué que le brouillard était pour ainsi dire localisé. Ainsi, aux abords de l'Ambigu, sur les boulevards, il était d'une grande intensité, et, à vingt mètres plus loin, l'atmosphère était assez pure. Ce brouillard rasait la terre, et, en levant les yeux, on voyait briller les étoiles. »

Le Pont-Neuf était enseveli dans l'obscurité la plus profonde, et, à quelques pas de là, dans la rue Dauphine, il n'y avait plus trace de brouillard.

LECOUTURIER.



1. Voir le *Musée des Sciences*, 2^e année, p. 99.

2. Voir le *Musée des Sciences*, 1^{re} année, p. 311.