

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR
ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

UNIVERSITE MENTOURI-CONSTANTINE 1
FACULTE DES SCIENCES EXACTES
DEPARTEMENT DE PHYSIQUE

N° d'ordre.....

Série.....

THESE

PRESENTEE POUR OBTENIR LE DIPLOME DE DOCTORAT EN SCIENCES
EN PHYSIQUE
OPTION : ENERGETIQUE

THEME

**SYNERGIE DES OBSERVATIONS
METEOROLOGIQUES ET L'IMAGERIE
SATELLITAIRE POUR L'ESTIMATION DE LA
TEMPERATURE DE SURFACE**

PAR

Abdelkader LABBI

Soutenu le : 15 / 03 / 2016

Devant le jury :

Président	Lakhdar Bahi	Prof.	Univ. Mentouri-Constantine 1
Rapporteur	Ammar Mokhnache	Prof.	Univ. Mentouri-Constantine 1
Examineurs	Nadir Attaf	Prof.	Univ. Mentouri-Constantine 1
	Mohamed Chagaar	Prof.	Univ. Ferhat Abbas-Sétif 1
	Nour El Islam Bachari	Prof.	U.S.T.H.B.-Alger
	Khiredine Karim	Prof.	Univ. A. Mira-Bejaia

D
E
D
7
C
A
C
E
S

Je dédie ce travail :
A ma mère et à mon père
A mon épouse et à mon petit fils
A mes frères et à mes sœurs
&

A tous ceux que j'aime et ceux qui m'aiment

REMERCIEMENTS

Je souhaite remercier chaleureusement Monsieur **Mokhnache Ammar**, Professeur au département de physique à l'Université des frères Mentouri Constantine 1, pour l'encadrement de cette thèse de Doctorat en sciences, et pour ses conseils et ses critiques qui m'ont permis de présenter ce modeste travail. Je lui exprime ici toute ma gratitude.

Je tiens à remercier Monsieur **Bahi Lakhdar**, Professeur au Département de physique à l'Université des frères Mentouri Constantine 1, pour m'avoir fait l'honneur d'accepter la présidence du jury de ma thèse.

Je veux aussi remercier vivement Messieurs **Attaf Nadir** Professeur à l'Université des frères Mentouri Constantine 1, **Chagaar Mohamed** Professeur à l'Université de Ferhat Abbas Sétif 1, **Bachari Nour El Islam** Professeur à l'Université des Sciences et de la Technologie Houari-Boumédiène USTHB et **Karim Khireddine** Professeur à l'Université de Abderrahmane Mira Bejaia pour avoir accepté d'être les examinateurs de cette thèse.

TABLE DES MATIÈRES

Remerciements	I
Table des matières	II
Liste des figures	VI
Liste des tableaux	XII
Introduction générale.....	1
Chapitre 1 : Les observations météorologiques et l'imagerie satellitaire.....	4
1.1. Les observations météorologiques	5
1.1.1. Concepts et définitions	5
1.1.1.1. Pression partielle de vapeur d'eau	5
1.1.1.2. Pression saturante de vapeur d'eau	5
1.1.1.3. Humidité relative.....	6
1.1.1.4. Humidité spécifique	6
1.1.1.5. Rapport de mélange.....	6
1.1.1.6. Humidité absolue.....	6
1.1.1.7. Contenu intégré en vapeur d'eau	7
1.1.2. Les profils atmosphériques	8
1.1.2.1. La base de données TIGR.....	8
1.1.2.2. Profil atmosphérique de la température.....	10
1.1.2.3. Profil atmosphérique du rapport de mélange en vapeur d'eau	12
1.1.2.4. Profil atmosphérique du rapport de mélange en ozone.....	12
1.2. Le satellite Météosat.....	13
1.2.1. Le satellite Météosat de première génération	13
1.2.2. Le satellite Météosat de seconde génération	16
1.2.3. Calcul de la température de brillance.....	20
1.2.3.1. Température de brillance du canal infrarouge de Météosat-7.....	20
1.2.3.2. Température de brillance des canaux IR10.8 et IR12 de MSG-1	23
Chapitre 2 : Transfert radiatif dans l'infrarouge thermique	26
2.1. Concepts et définitions	27
2.1.1. Angle solide	27
2.1.2. Quantités radiométriques de base	28

Table des Matières

2.1.3. Spectre électromagnétique	29
2.2. Emission propre d'une surface.....	30
2.2.1. Le corps noir.....	30
2.2.2. Le corps naturel	32
2.3. Effets atmosphériques	33
2.3.1. L'atmosphère terrestre	33
2.3.1.1. Structure de l'atmosphère	33
2.3.1.2. Composition chimique de l'atmosphère.....	34
2.3.2. Effet d'absorption	35
2.3.3. Effet de diffusion	36
2.3.4. Transmission de l'atmosphère	36
2.3.5. Effet d'émission	37
2.4. Equation de transfert radiatif dans l'infrarouge thermique	37
2.4.1. Equation générale de transfert radiatif	37
2.4.2. Equation de transfert radiatif dans l'infrarouge thermique	41
2.4.3. Luminance à la fenêtre d'un radiomètre infrarouge thermique hors atmosphère	42
Chapitre 3 : Etude et analyse des effets atmosphériques sur le signal mesuré par le	
satellite	44
3.1. Introduction.....	45
3.2. L'effet de la situation atmosphérique sur le signal mesuré par le satellite	45
3.2.1. Calcul de la transmittance τ_i et des luminances atmosphériques – L'approche de 'Roberts'	45
3.2.2. Variation spectral de la température de brillance et de la luminance au niveau de MSG-1.....	47
3.2.2.1. Variation de la température de brillance en fonction du nombre d'onde ...	47
3.2.2.2. Influence de l'atmosphère sur la luminance spectrale au niveau de MSG-1	48
3.2.3. Évolution de la température de brillance au niveau de MSG-1	49
3.2.3.1. Évolution de la température de brillance des canaux IR10.8 et IR12 en fonction de la température de surface	49
3.2.3.2. Evolution de la différence entre la température de surface et la température de brillance en fonction de la température de surface.....	50
3.3. Estimation du contenu intégré en vapeur d'eau à partir des données satellitaires.....	52

Table des Matières

3.3.1. Données	52
3.3.1.1. Données issues de radiosondage	52
3.3.1.2. Données issues d'AERONET	52
3.3.2. La région d'étude	53
3.3.3. Méthode	54
3.3.4. Résultats, validation et application	57
3.3.4.1. La relation entre le rapport de la transmittance et le contenu intégré en vapeur d'eau	57
3.3.4.2. Validation et application	60
3.4. L'effet des aérosols sur le signal mesuré par le satellite	64
3.4.1. Variation de la transmittance de l'aérosol en fonction de la visibilité.....	65
3.4.2. L'effet des aérosols sur la température de brillance au niveau du satellite	68
3.4.3. Sensibilité de l'effet des aérosols à la situation atmosphérique.....	69
3.5. Détection de l'aérosol désertique dans l'infrarouge thermique	70
3.5.1. Méthode	70
3.5.2. Application sur la région de l'Afrique du Nord	70
3.6. Conclusion	71
Chapitre 4 : Les méthodes de calcul de la température de surface	72
4.1. Introduction	73
4.2. La méthode mono-canal	73
4.2.1. L'algorithme développé	74
4.2.2. Détermination de la température effective de l'air	77
4.2.3. Détermination de la transmittance atmosphérique	78
4.3. La technique split-window	79
4.3.1. Introduction	79
4.3.2. Algorithme split-window dépendant de la vapeur d'eau	80
4.3.2.1. La simplification de la fonction de Planck	80
4.3.2.2. La simplification de la transmittance atmosphérique.....	82
4.3.2.3. L'algorithme développé	83
4.3.3. Algorithme split-window indépendant de la vapeur d'eau	85
4.3.3.1. Méthode	85
4.3.3.2. Résultats.....	85

Table des Matières

Chapitre 5 : Analyse et validation des résultats	88
5.1. Analyse de la sensibilité	89
5.1.1. Analyse de sensibilité de l'algorithme mono-canal.....	89
5.1.1.1. Analyse de sensibilité à l'émissivité de surface	89
5.1.1.2. Etude de sensibilité au contenu intégré en vapeur d'eau	89
5.1.1.3. Etude de sensibilité à température effective de l'air	91
5.1.2. Analyse de sensibilité de l'algorithme split-window	92
5.1.2.1. Analyse de sensibilité à l'émissivité de surface	92
5.1.2.2. Analyse de sensibilité au contenu intégré en vapeur d'eau	95
5.1.2.3. Analyse de sensibilité à l'angle de visée	97
5.2. Validation des résultats	98
5.2.1. Validation des résultats de l'algorithme mono-canal	98
5.2.2. Validation des résultats de l'algorithme split-window dépendant de la vapeur d'eau.....	101
5.2.2.1. Validation par comparaison avec les données simulées	101
5.2.2.2. Validation par comparaison avec des autres algorithmes	103
5.2.2.3. Validation par comparaison avec les mesures in-situ	104
5.2.3. Validation des résultats de l'algorithme split-window indépendant de la vapeur d'eau	107
5.2.3.1. Validation par comparaison avec d'autres algorithmes	107
5.2.3.2. Validation par comparaison avec les mesures in-situ	109
5.3. Etude comparative entre les méthodes d'estimation de la température de surface	109
5.3.1. Comparaison entre les algorithmes de type-split-window	109
5.3.2. Comparaison entre la méthode mono-canal et la technique split-window	110
5.4. Applications.....	111
5.4.1. Température de surface d'un pixel sur la mer Méditerranée	111
5.4.1. Distribution spatiale de la température de surface estimée à partir des données de MSG-1.....	113
Conclusion générale	116
Références.....	119

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Variation de la pression saturante de vapeur d'eau e_s en fonction de la température de l'air.	5
Figure 1.2 : Variation de l'humidité absolue en fonction de la température absolue de l'air pour différentes valeurs de l'humidité relative.	7
Figure 1.3 : Distribution spatiale des profils atmosphériques de la base de données TIGR	9
Figure 1.4 : Variation du contenu atmosphérique en vapeur d'eau en fonction de la température de l'air au niveau du sol pour 2311 profils atmosphériques de la base de données TIGR.....	10
Figure 1.5 : Variation du contenu atmosphérique en vapeur d'eau pour 2311 profils atmosphériques de la base de données TIGR.....	10
Figure 1.6 : Variation de la température de l'air avec l'altitude pour douze situations atmosphériques différentes (la base de données TIGR).....	11
Figure 1.7 : Variation du rapport de mélange en vapeur d'eau avec l'altitude pour douze situations atmosphériques différentes	12
Figure 1.8 : Variation du rapport de mélange en ozone avec l'altitude pour douze situations atmosphériques différentes (la base de données TIGR)	13
Figure 1.9 : Météosat.....	14
Figure 1.10 : Image du canal visible de Météosat-7 le 21-06-1999 à 12 :00	15
Figure 1.11 : Image du canal infrarouge thermique de Météosat-7 le 21-06-1999 à 12 :00 TU.....	15
Figure 1.12 : Réponse spectrale des canaux visible, vapeur d'eau et infrarouge thermique de Météosat-7.	16
Figure 1.13 : Réponse spectrale des canaux 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 et 11 de MSG-1	17
Figure 1.14 : Image du canal IR10.8 de MSG-1 (le 15-08-2006 à 15 :00)	19
Figure 1.15 : Image du canal IR12 de MSG-1 (le 15-08-2006 à 15 :00 TU).....	19
Figure 1.16 : Image du canal infrarouge thermique de Météosat-7 en compte numérique. Le 03-07-1999 à 12 :00 TU.....	21
Figure 1.17 : Image du canal infrarouge thermique de Météosat-7 en luminance ($Wm^{-2}sr^{-1}$) Le 03-07-1999 à 12 :00 TU	21

Figure 1.18 : Image du canal infrarouge thermique de Météosat-7 en température de brillance (K). Le 03-07-1999 à 12 :00 TU	22
Figure 1.19 : Interface graphique de Msphinx avec l'image du disque terrestre du canal IR12 de MSG-1. Le 15-03-2006 à 09 :00 TU.....	24
Figure 2.1 : Angle solide.....	27
Figure 2.2 : Spectre du rayonnement électromagnétique.....	30
Figure 2.3 : Luminance spectrale du corps noir à diverses températures. La ligne droite passant par les maxima correspond à la loi de Wien.....	31
Figure 2.4 : Variation de l'émissivité spectrale en fonction du nombre d'onde pour différentes surfaces (les données d'émissivité ont été prises à partir du code 4A "Atlas Automatisé des Absorptions Atmosphériques").	32
Figure 2.5 : L'atmosphère terrestre et la distribution verticale de la température.	34
Figure 2.6 : Transmittance atmosphérique pour angle de visée $\theta = 0^\circ$ en fonction du nombre d'onde dans les conditions d'une atmosphère tropicale.....	37
Figure 2.7 : Etablissement de l'équation de transfert radiatif.	38
Figure 2.8 : Atmosphère plan-parallèle.....	39
Figure 2.9 : Atmosphère plan-parallèle en termes d'épaisseur optique.	40
Figure 2.10 : Luminance totale au niveau de Météosat.....	43
Figure 3.1 : Variation de la température de brillance et de la réponse spectrale de huit canaux de MSG-1 en fonction du nombre d'onde, calcul réalisé avec le code 4A, $T_s = 310K$, $\varepsilon = 0.98$, $\theta = 0^\circ$, $\Delta\lambda = 0.1cm^{-1}$	48
Figure 3.2 : Variation de la luminance au niveau de MSG-1 ($T_s = 300K$) et la fonction de Planck ($T_s = 260, 270, 280, 290, 300, 310, 320$ et $330K$) en fonction du nombre d'onde.....	49
Figure 3.3 : Évolution de la température de brillance des canaux IR10.8 et IR12 en fonction de la température de surface.	50
Figure 3.4 : Évolution de la différence entre la température de surface et la température de brillance du canal IR10.8 en fonction de la température de surface.	51
Figure 3.5 : Évolution de la différence entre la température de surface et la température de brillance du canal IR12 en fonction de la température de surface.	51
Figure 3.6 : L'image de la région d'étude et les sites sélectionnés, image du canal IR12 de MSG-1 du 15 Mars 2006 à 12:00 TU	54

- Figure 3.7 :** Histogramme du contenu intégré en vapeur d'eau dans les 1531 profils atmosphériques sélectionnés de la base de données TIGR. 57
- Figure 3.8 :** Variation du contenu intégré en vapeur d'eau pour 1531 profils atmosphériques sélectionnés (ciel clair) en fonction du rapport de transmittance ($\tau_{12}/\tau_{10.8}$), l'angle de visée $\theta = 80^\circ$ 59
- Figure 3.9 :** Les coefficients a, b, c et d de la formule polynomiale de troisième ordre en fonction de l'angle de vision. 59
- Figure 3.10 :** Comparaison entre le contenu intégré en vapeur d'eau estimé à partir des données de MSG1-SEVIRI et celle mesuré par radiosonde : a) en utilisant l'algorithme proposé dans ce travail, b) en utilisant l'algorithme proposé par Schroedter-Homscheidt et al. (2008).. 61
- Figure 3.11 :** Comparaison entre le contenu intégré en vapeur d'eau estimé à partir des données de MSG1-SEVIRI et celle mesuré par AERONET : a) en utilisant l'algorithme proposé dans ce travail, b) en utilisant l'algorithme proposé par Schroedter-Homscheidt et al. (2008).. 62
- Figure 3.12:** Histogramme du contenu intégré en vapeur d'eau en utilisant la méthode proposée dans ce travail pour tous les pixels disponibles dans la région d'étude, les données ont été obtenus à partir d'observations MSG1-SEVIRI le 15 Mars 2006 à 12h00 TU..... 63
- Figure 3.13 :** Image du contenu intégré en vapeur d'eau estimé en utilisant la méthode proposé dans ce travail pour tous les pixels disponibles dans la zone d'étude, l'image a été obtenue à partir des données MSG1-SEVIRI du 15 Mars 2006 à 12h00 TU. Les pixels nuageux sont masqués en blanc dans l'image. 63
- Figure 3.14 :** Image du contenu intégré en vapeur d'eau estimé en utilisant la méthode de Schroedter-Homscheidt et al. (2008) pour tous les pixels disponibles dans la zone d'étude, l'image a été obtenue à partir des données MSG1-SEVIRI du 15 Mars 2006 à 12h00 TU. Les pixels nuageux sont masqués en blanc dans l'image..... 64
- Figure 3.15 :** La transmittance de l'aérosol calculée pour divers types (rural, marin, urbain et désertique) dans la fenêtre 9.8 -11.8 μm (le canal IR10.8 du radiomètre SEVIRI), les calculs sont réalisés pour une visée au nadir. 66
- Figure 3.16 :** La transmittance de l'aérosol urbain calculée avec divers angles de visée (0, 15, 30 et 45°) dans la fenêtre 9.8 -11.8 μm (le canal IR10.8 du radiomètre SEVIRI)..... 66
- Figure 3.17 :** La transmittance de l'aérosol désertique ($v = 10\text{m/s}$) calculée avec divers angles de visée (0, 15, 30 et 45°) dans la fenêtre 9.8 -11.8 μm (le canal IR10.8 du radiomètre SEVIRI). 67
- Figure 3.18 :** La transmittance de l'aérosol désertique calculée avec divers valeurs de la vitesse de vent (0, 5, 10, 15 et 20m/s) dans la fenêtre 9.8 -11.8 μm (le canal

IR10.8 du radiomètre SEVIRI), les calculs sont réalisés pour une visée au nadir.....	67
Figure 3.19 : Evolution de la différence entre la température de brillance en ciel clair et en présence d'aérosols ($T_b \text{ clair} - T_b \text{ aérosols}$) en fonction de la température de surface (canal infrarouge de Météosat-7). Les calculs sont réalisés en utilisant une atmosphère de type tropicale pour une visée au nadir et une émissivité de surface égale 1.....	69
Figure 3.20 : Différence entre la température de brillance en ciel clair et en présence d'aérosols désertique (canal infrarouge de Météosat-7) pour 6 atmosphères	67
Figure 3.21 : Image de l'aérosol désertique dans l'image du canal IR12, l'aérosol de couleur variant de jaune au rouge, l'image a été obtenue à partir des données MSG-1 du 15 Mars 2006 à 12h00 TU.....	71
Figure 4.1 : Variation de la température effective de l'air en fonction de la température de l'air au niveau du sol pour 2311 situation atmosphérique (la base climatologique TIGR)	77
Figure 4.2 : Variation de la transmittance atmosphérique en fonction du contenu intégré en vapeur d'eau pour les 6 modèles d'atmosphère de Modtran3.5, et pour $\theta = 0, 20$ et 40°	78
Figure 4.3 : Variation de $\ln(B_1(T))$ en fonction de $(1/T)$ pour le canal IR10.8	81
Figure 4.4 : Variation de $\ln(B_2(T))$ en fonction de $(1/T)$ pour le canal IR12	81
Figure 4.5 : Variation de la transmittance atmosphérique du canal IR10.8 de MSG-1 en fonction du contenu intégré en vapeur d'eau pour six modèles d'atmosphère associés à Modtran3.5 et pour six angles de visées 0, 10, 20, 30, 40 et 50° , nous avons ajouté aussi les points ($W = 0, \tau = 1$) , calcul réalisé avec l'approche de 'Roberts'.....	82
Figure 4.6 : Variation de la transmittance atmosphérique du canal IR12 de MSG-1 en fonction du contenu intégré en vapeur d'eau pour six modèles d'atmosphère associés à Modtran3.5 et pour six angles de visées 0, 10, 20, 30, 40 et 50° , nous avons ajouté aussi les points ($W = 0, \tau = 1$), calcul réalisé avec l'approche de 'Roberts'.....	83
Figure 4.7 : Variation de la différence $T_s - T_{10.8}$ en fonction de $T_{10.8} - T_{12}$ pour 1531 situation atmosphérique en ciel clair de la base de données TIGR et pour une émissivité moyenne égale à 1, et aussi pour sept angles de visées.	86
Figure 4.8 : La variation des coefficients a, b et c de l'algorithme global et la déviation standard en fonction de l'émissivité moyenne des canaux IR10.8 et IR12 de MSG-1.....	87
Figure 5.1 : Evolution de l'erreur d'estimation de la température de surface en fonction de la température de brillance pour différentes valeurs de l'émissivité.....	90

Figure 5.2 : Evolution de l'erreur d'estimation de la température de surface en fonction de la température de brillance pour différentes valeurs du contenu intégré en vapeur d'eau.	90
Figure 5.3 : Evolution de l'erreur d'estimation de la température de surface en fonction de la température de brillance pour différentes valeurs de la température effective de l'air.	91
Figure 5.4 : Evolution de l'erreur probable d'estimation de la température de surface en fonction de l'emissivité $\varepsilon_{10.8}$ pour différentes valeurs de $\delta\varepsilon_{10.8}$	93
Figure 5.5 : Evolution de l'erreur probable d'estimation de la température de surface en fonction de la température de surface pour différentes valeurs de $\delta\varepsilon_{10.8}$	93
Figure 5.6 : Variation de l'erreur probable d'estimation de la température de surface en fonction de l'erreur possible sur l'émissivité de surface du canal IR10.8, du canal IR12 et des deux canaux à la fois IR10.8 et IR12.....	94
Figure 5.7 : Evolution de l'erreur probable d'estimation de la température de surface δT_s en fonction du contenu intégré en vapeur d'eau W pour différentes valeurs de l'erreur possible sur le contenu intégré en vapeur d'eau δW	96
Figure 5.8 : Variation de l'erreur probable d'estimation de la température de surface en fonction de l'erreur possible sur le contenu intégré en vapeur d'eau.....	96
Figure 5.9 : Evolution de l'erreur probable d'estimation de la température de surface en fonction de l'angle de visée pour différentes valeurs de l'erreur possible sur l'angle de visée $\delta\theta$	97
Figure 5.10 : Schéma de la méthode de validation.....	101
Figure 5.11 : Représentation graphique de la corrélation entre la température de surface calculée par l'algorithme split-window proposé et celle calculée par l'algorithme de Sobrino et Romaguera.	102
Figure 5.12 : Représentation graphique de la corrélation entre la température de surface estimée par notre algorithme proposé et la température de surface estimée par l'algorithme de Sobrino et Romaguera pour le pixel d'Agoufou en Mali ...	103
Figure 5.13 : Représentation graphique de la corrélation entre la température de surface estimée par notre algorithme proposé et la température de surface estimée par l'algorithme de Land-SAF pour le pixel d'Agoufou en Mali	104
Figure 5.14 : Comparaison entre la température de surface estimée par notre algorithme proposé et la température de surface in-situ.....	106
Figure 5.15 : Comparaison entre la température de surface estimée par l'algorithme de Sobrino et Romaguera et la température de surface in-situ pour le pixel d'Agoufou en Mali	106

Figure 5.16 : Comparaison entre la température de surface estimée par l’algorithme de Land-SAF et la température de surface in-situ.....	107
Figure 5.17: Représentation graphique de la corrélation entre la température de surface estimée par l’algorithme global proposé et la température de surface estimée par l’algorithme de Sobrino et Romaguera	108
Figure 5.18 : Représentation graphique de la corrélation entre la température de surface estimée par l’algorithme global proposé et la température de surface estimée par l’algorithme de Land-SAF	108
Figure 5.19 : Comparaison entre la température de surface estimée par l’algorithme global proposé et la température de surface in-situ.....	109
Figure 5.20 : Différence entre la température de surface prise à partir du radiosondage (T_{rad}) et la température de surface calculée par les deux algorithmes mono-canal et split-window en fonction du contenu intégré en vapeur d’eau	111
Figure 5.21 : Variation de la température de surface du pixel étudié à 09 :00 TU en fonction du jour de l’année 2006.....	112
Figure 5.22 : Variation de la température de surface du pixel de Dar-El-Beida à 12 :00 TU avec la température de l’air en fonction du jour de l’année 2006	112
Figure 5.23 : Variation de la température de surface du pixel étudié à 15 :00 TU en fonction du jour de l’année 2006.....	113
Figure 5.24 : Distribution spatiale de la température de brillance du canal IR10.8 autour du pixel de Dar-El-Beida le 15 mars 2006 à 12h00... ..	114
Figure 5.25 : Distribution spatiale de la température de brillance du canal IR12 autour du pixel de Dar-El-Beida le 15 mars 2006 à 12h00... ..	114
Figure 5.26 : Distribution spatiale de la température de surface autour du pixel de Dar-El-Beida le 15 mars 2006 à 12h00	115

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1 : Les 40 niveaux de pression de la base de données TIGR	9
Tableau 1.2 : Les bandes passantes et la résolution spatiales pour les canaux du satellite Météosat-7 de première génération.	14
Tableau 1.3 : Les bandes passantes pour les canaux du satellite Météosat de seconde génération	17
Tableau 1.4 : Emissivité des canaux IR10.8 et IR12 de MSG-1 pour différentes types de surfaces.....	18
Tableau 1.5 : Coefficients de calibration des canaux IR10.8 et IR12 de MSG-1	23
Tableau 1.6 : Les valeurs du nombre d'onde centrale et les coefficients A et B pour les canaux IR10.8 et IR12 de MSG-1.....	25
Tableau 2.1 : Constituants permanents et variables de l'atmosphère terrestre	35
Tableau 3.1 Les informations géographiques des sites sélectionnés.....	53
Tableau 4.1 : Avantages et données d'entrées des algorithmes développés	73
Tableau 5.1 : La différence entre la température de surface simulée et estimée pour un contenu intégré en vapeur d'eau $W = 0.394 \text{ g/cm}^2$	99
Tableau 5.2 : La différence entre la température de surface simulée et estimée pour un contenu intégré en vapeur d'eau $W = 0.877 \text{ g/cm}^2$	99
Tableau 5.3 : La différence entre la température de surface simulée et estimée pour un contenu intégré en vapeur d'eau $W = 1.44 \text{ g/cm}^2$	100
Tableau 5.4 : La différence entre la température de surface simulée et estimée pour un contenu intégré en vapeur d'eau $W = 3.1 \text{ g/cm}^2$	100
Tableau 5.5 : Les valeurs calculées de l'erreur quadratique moyenne "RMSE", la précision moyenne " P_{moy} ", la déviation standard "SD" et le coefficient de corrélation "R" à partir de la comparaison avec les mesures in-situ.....	110

Introduction générale

INTRODUCTION GENERALE

La connaissance de la température de surface et sa distribution géographique à grande échelle est possible seulement à partir des observations satellitaires. Les premières observations de la Terre depuis l'espace ont été faites depuis les années 50. Le 4 octobre 1957, L'URSS a pu mettre en orbite le premier satellite artificiel de l'histoire dénommé "Spoutnik 1" [1]. Depuis cette date l'observation de la Terre par télédétection satellitaire a fait de grands progrès.

Parmi les satellites géostationnaires qui ont été conçus pour des applications météorologiques, on trouve la série Météosat. Lors de la période 1977 jusqu'à 1997, ont été lancés sept satellites météorologiques de la série Météosat de première génération [2]. Le principal instrument de ces satellites est le radiomètre MVIRI, il permet de mesurer le rayonnement électromagnétique dans trois bandes spectrales : une bande visible, une bande infrarouge thermique et une bande infrarouge moyenne (vapeur d'eau). Le dernier satellite météorologique de cette série Météosat-7 a été lancé en 1997 [1]. Après cette période et en 28 août 2002 a été lancé le premier satellite météorologique de la série Météosat de seconde génération MSG-1, le radiomètre SEVIRI de cette série de satellite permet de mesurer le rayonnement électromagnétique dans douze canaux spectraux différents: deux canaux visible, deux canaux vapeur d'eau, sept canaux infrarouge et un canal visible dénommé HRV [1]–[3].

Les radiomètres MVIRI et SEVIRI peuvent mesurer le rayonnement émis par la surface de la Terre qui joue un rôle comme une source du rayonnement dans l'infrarouge thermique (IRT). Ces mesures peuvent être utilisées dans la télédétection pour l'estimation de la température de surface [4]–[6]. Le rayonnement IRT émit par la surface de la Terre dépend de l'émissivité spectrale de surface qui représente un facteur important lors de l'estimation de la température de surface, ce rayonnement lors de sa traversé de l'atmosphère est atténué soit par absorption ou par diffusion et atteint le radiomètre avec une autre composante de rayonnement due à l'émission thermique à l'atmosphère [4], [7], [8].

Pour l'estimation de la température de surface par satellite, il faut d'abord corriger la luminance au niveau du satellite de l'effet atmosphérique. Plusieurs recherches ont été faites dans cette direction [9]–[22], on peut diviser les méthodes utilisées dans la plupart de ces recherches en deux: la méthode dite mono-canal et la méthode dite split-window. Dans la méthode dite mono-canal on utilise les données d'un seul canal IRT, la température de surface dans cette méthode peut être estimée à partir de l'équation de transfert radiatif en utilisant les données du profil atmosphérique [9], [17]. Tandis que la méthode dite split-window se base sur le principe de l'absorption différentielle dans des intervalles spectraux infrarouge contigus pour éliminer les perturbations atmosphériques du signal. Les premières méthodes de split-window ont été développées pour l'estimation de la température de la mer, pour cette surface l'émissivité de l'eau est toujours forte et proche de l'unité [4]. Une extension des méthodes de split-window sur les terres émergées a été appliquée par plusieurs chercheurs [6], [11], [14]. La température de surface dans les méthodes de split-window est obtenue à partir des températures de brillance des différents canaux [10], [19], [22].

Cette thèse porte sur l'estimation de la température de surface à partir des données de Météosat-7 et MSG-1. Le travail est divisé en cinq chapitres, dans le premier chapitre on présente les données satellitaires et les données des observations météorologiques, les méthodes de calcul de la température de brillance à partir des données de Météosat-7 et MSG-1 ont été décrites en détail dans ce chapitre. Le second chapitre est consacré au transfert radiatif dans l'infrarouge thermique et aux phénomènes d'émission et d'atténuation atmosphérique, l'établissement de l'équation de transfert radiatif dans l'infrarouge thermique a été décrit en détail dans ce chapitre. Le chapitre 3 est consacré à l'étude des effets atmosphériques sur le signal mesuré par le satellite, une méthode d'estimation du contenu atmosphérique intégré en vapeur d'eau a été développée dans ce chapitre. En se basant sur l'équation de transfert radiatif, on présente dans le quatrième chapitre trois nouveaux algorithmes permettent de calculer la température de surface qui sont : un algorithme mono-canal pour Météosat-7, un algorithme split-window dépendant de la vapeur d'eau pour MSG-1 et un algorithme split-window indépendant de la vapeur d'eau aussi pour MSG-1. L'analyse de la sensibilité de ces algorithmes et la validation des résultats ont été discutées dans le chapitre 5.

Chapitre I

Les observations
météorologiques et
l'imagerie satellitaire

1.1. Les observations météorologiques :

1.1.1. Concepts et définitions :

1.1.1.1. Pression partielle de vapeur d'eau :

La pression partielle de la vapeur d'eau e est la pression exercée par la vapeur d'eau contenu dans l'air, cette pression est relativement insensible à l'expansion volumique ou à la température, elle s'exprime en général en (mb).

1.1.1.2. Pression saturante de vapeur d'eau:

La pression saturante de la vapeur d'eau e_s est la pression de la vapeur d'eau maximale que l'atmosphère peut supporter à une température donnée. La pression saturante de la vapeur d'eau s'exprime en général en (mb), elle ne dépend que de la température absolue de l'air T et peut être calculée approximativement en utilisant l'équation de Murray [23] :

$$e_s = 6.1078 \cdot \exp\left(17.27 \frac{T-273.16}{T-35.86}\right) \quad (1.1)$$

où : e_s s'exprime en mb et T en K .

En utilisant la même équation (1.1), nous avons représenté dans la figure 1.1 la variation de la pression saturante de la vapeur d'eau e_s en fonction de la température, elle montre que e_s varie de façon croissante avec la température absolue de l'air.

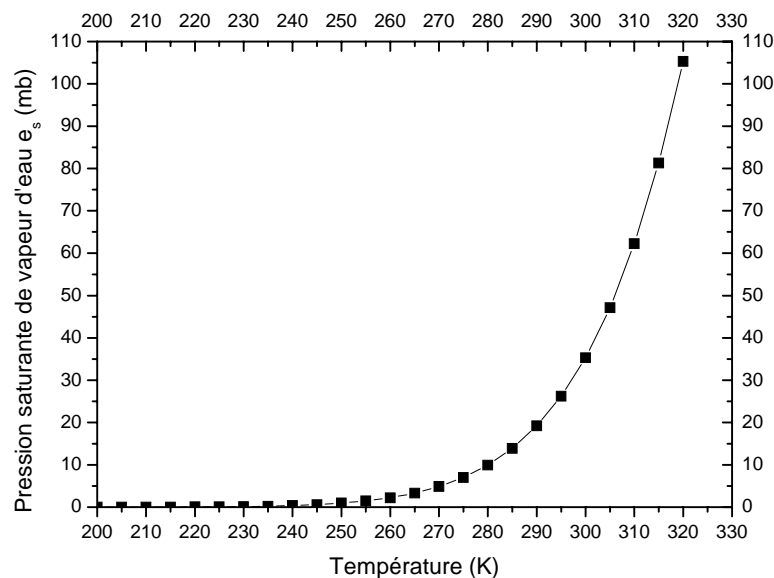


Figure 1.1: Variation de la pression saturante de la vapeur d'eau e_s en fonction de la température de l'air

1.1.1.3. Humidité relative :

L'humidité relative r est définie comme étant le rapport de la pression partielle de la vapeur d'eau contenue dans l'air e sur la pression saturante de la vapeur d'eau e_s à la même température, elle s'exprime en pourcentage [24]:

$$r = 100 \cdot \frac{e}{e_s} \quad (\text{en}\%) \quad (1.2)$$

1.1.1.4. Humidité spécifique :

L'humidité spécifique q est définie comme étant le rapport de la masse de la vapeur d'eau contenue dans l'air humide sur la masse de l'air humide, elle s'exprime en générale en (g/g) . q est un nombre adimensionnelle, donc l'humidité spécifique q dépend de la pression partielle de la vapeur d'eau e (mb) et de la pression totale de l'air p (mb), elle est donnée par la formule suivante [24]:

$$q = 0.622 \frac{e}{p-0.378 \cdot e} \quad (1.3)$$

1.1.1.5. Rapport de mélange :

Le rapport de mélange en vapeur d'eau δ est défini comme étant le rapport de la masse de vapeur d'eau contenue dans l'air sur la masse d'air sec, il s'exprime en générale en g/g (δ est un nombre adimensionnelle), donc le rapport de mélange dépend de la pression partielle de vapeur d'eau e ($mbar$) et de la pression totale de l'air p (mb), il est donné par la formule suivante [24]:

$$\delta = \frac{q}{1-q} \quad (1.4)$$

L'expression du rapport de mélange en vapeur d'eau peut être écrite aussi sous la forme :

$$\delta = 0.622 \frac{e}{p-e} \quad (1.5)$$

1.1.1.6. Humidité absolue :

L'humidité absolue m_v est définie comme étant le rapport de la masse de vapeur d'eau contenue dans l'air humide sur le volume d'air humide, elle s'exprime en général en

(g/m^3). L'humidité absolue dépend de la température absolue de l'air T et de la pression partielle de vapeur d'eau e (mb), elle est donnée par la formule suivante :

$$m_v = 217 \frac{e}{T} = 217 \cdot \frac{p}{T} \cdot \frac{\delta}{\delta+0.622} \quad (1.6)$$

En utilisant les équations (1.1), (1.2) et (1.6), nous avons représenté dans la figure 1.2 la variation de l'humidité absolue en fonction de la température absolue de l'air pour différentes valeurs de l'humidité relative. Cette figure montre que l'humidité absolue augmente avec l'accroissement de la température de l'air et augmente plus rapidement pour les grandes valeurs de l'humidité relative.

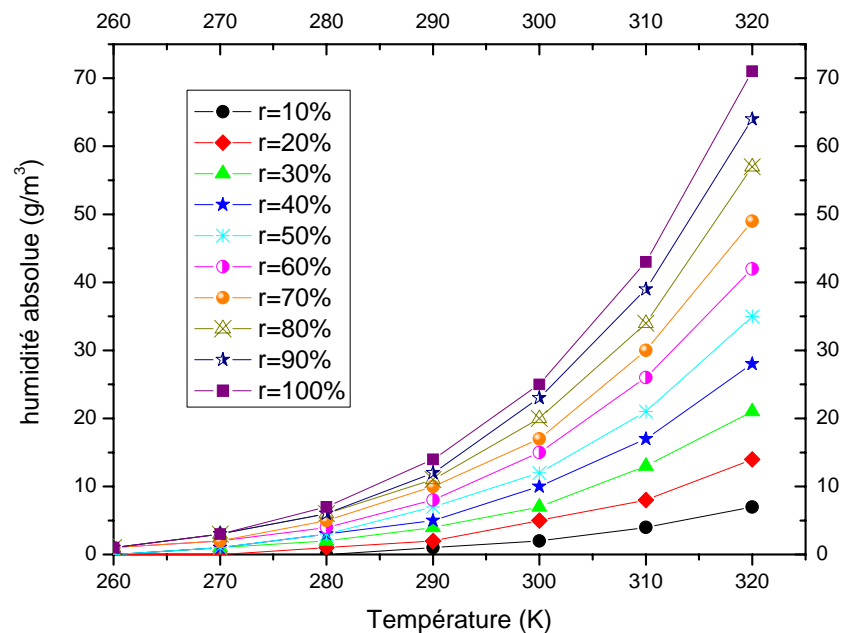


Figure 1.2 : Variation de l'humidité absolue en fonction de la température absolue de l'air pour différentes valeurs de l'humidité relative

1.1.1.7. Contenu intégré en vapeur d'eau :

Le contenu intégré en vapeur d'eau W est une grandeur très utilisée pour le calcul de la transmittance atmosphérique et dans les modèles d'estimation de la température de surface par télédétection dans l'infrarouge thermique, il est défini par l'intégrale du rapport de mélange en vapeur d'eau entre deux altitudes z_1 et z_2 dans la colonne verticale de

l'atmosphère divisé par l'accélération de la pesanteur, elle s'exprime en général en g/cm^2 et peut être calculé par la formule suivante [25] :

$$W = \frac{1}{g} \int_{P_0}^0 \delta dp \quad (1.7)$$

Où, g est l'accélération de la gravité ; P_0 est la pression au niveau du sol ; δ est le rapport de mélange.

1.1.2. Les profils atmosphériques :

1.1.2.1. La base de données TIGR :

La base de données TIGR (**T**hermodynamic **I**nitial **G**uess **R**etrieval) qui a été utilisé dans notre travail comprend 2311 profils atmosphériques, ils sont stockés dans un fichier en format ASCII. Les 2311 atmosphères de TIGR sont réparties en 5 types de masse d'air :

- ✓ Tropical : 1 à 872,
- ✓ moyennes latitudes (été) : 873 à 1260,
- ✓ moyennes latitudes (hiver) : 1261 à 1614,
- ✓ Polaire 1 : 1615 à 1718,
- ✓ Polaire 2 : 1719 à 2311.

Chaque profil atmosphérique de TIGR contient les données suivantes :

- ✓ Numéro de TIGR,
- ✓ Latitude et longitude,
- ✓ Date des mesures du profil, format est AAMMJJ,
- ✓ Température pour 40 niveaux de pression (K),
- ✓ Température (K) et Pression (mb) au niveau de surface,
- ✓ Rapport de mélange en vapeur d'eau (g/g) pour 40 niveaux de pression,
- ✓ Rapport de mélange en ozone (g/g) pour 40 niveaux de pression.

Les 40 niveaux de pression de la base de données TIGR (en mb) sont présentés sur le tableau 1.1.

0.05	0.09	0.17	0.30	0.55	1.00	1.50	2.23	3.33	4.98
7.43	11.11	16.60	24.79	37.04	45.73	56.46	69.71	86.07	106.27
131.20	161.99	200.00	222.65	247.87	275.95	307.20	341.99	380.73	423.85
471.86	525.00	584.80	651.04	724.78	800.00	848.69	900.33	955.12	1013.00

Tableau 1.1 : Les 40 niveaux de pression de la base de données TIGR [26]

La figure 1.3 représente la distribution spatiale du 2311 profils atmosphériques de la base de données TIGR qui ont été utilisées dans notre travail.

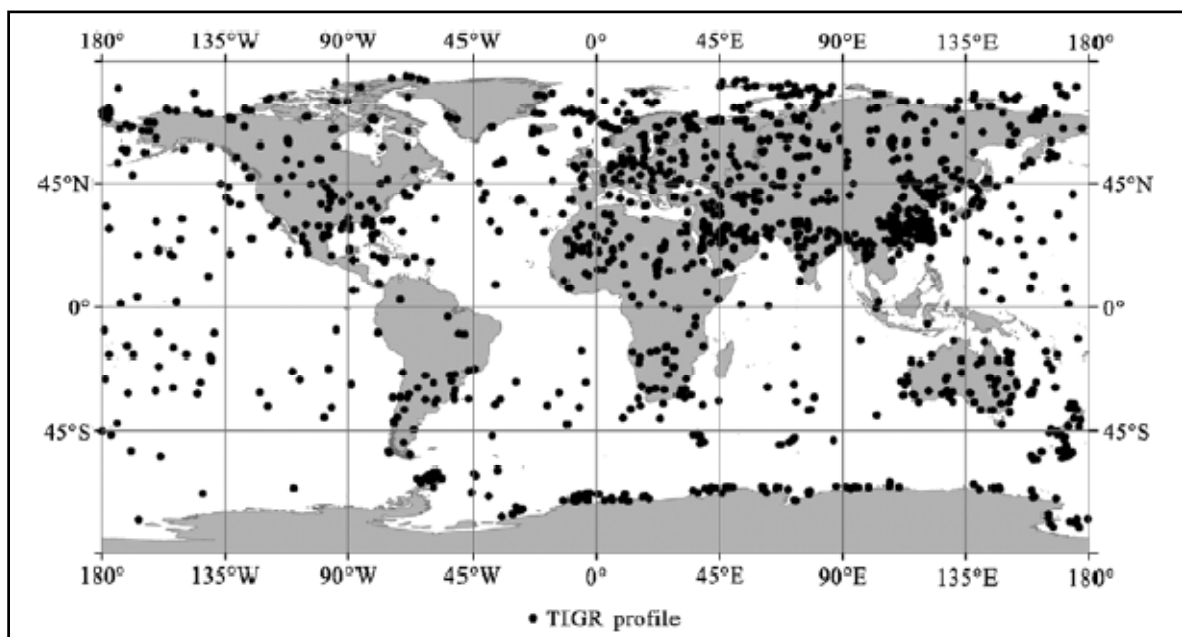


Figure 1.3 : Distribution spatiale des profils atmosphériques de la base de données TIGR [7]

Dans la figure 1.4 nous avons représenté la variation du contenu atmosphérique en vapeur d'eau en fonction de la température de l'air au niveau du sol pour 2311 profils atmosphériques de la base de données TIGR. D'autre part, nous avons représenté dans la figure 1.5 la variation du contenu atmosphérique en vapeur d'eau pour 2311 profils atmosphériques de la base de données TIGR.

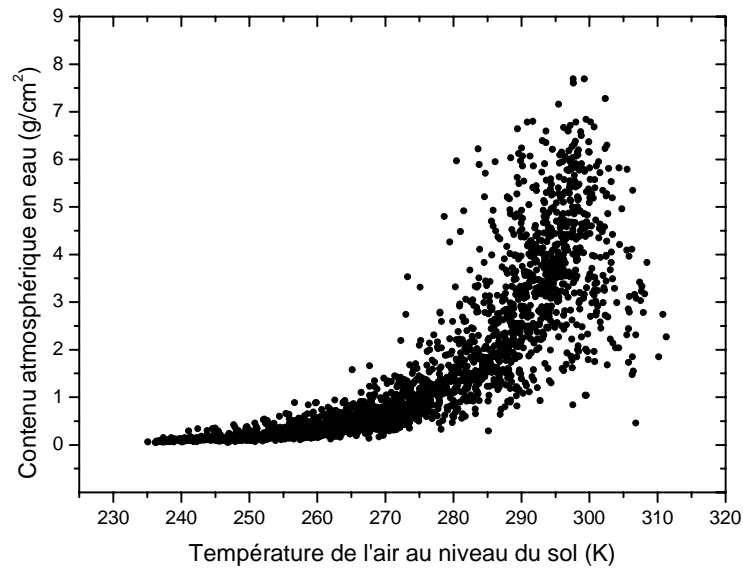


Figure 1.4 : Variation du contenu atmosphérique en vapeur d'eau en fonction de la température de l'air au niveau du sol pour 2311 profils atmosphériques de la base de données TIGR.

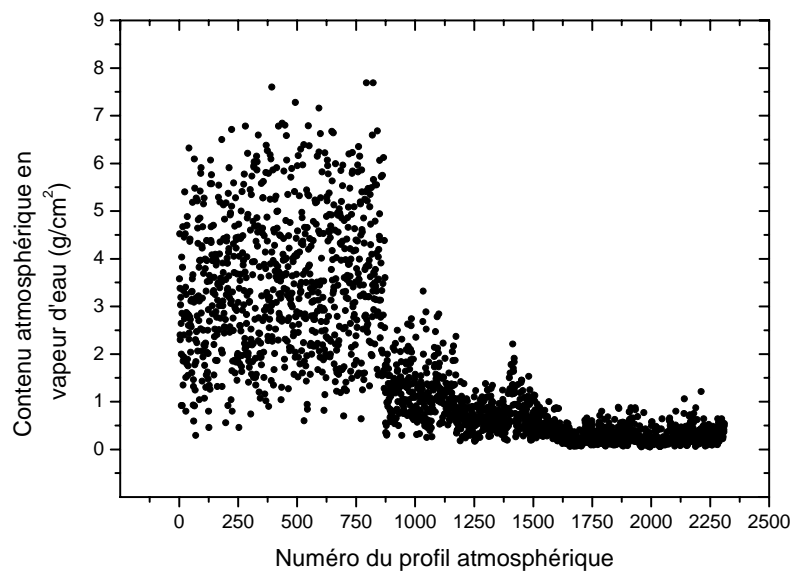


Figure 1.5 : Variation du contenu atmosphérique en vapeur d'eau pour 2311 profils atmosphériques de la base de données TIGR.

1.1.2.2. Profil atmosphérique de la température :

La connaissance de la distribution verticale de la température dans l'atmosphère est très importante pour les modèles de transfert radiatif dans l'infrarouge thermique. Dans la

figure 1.6 nous avons représenté la variation de la température de l'air avec l'altitude pour douze situations atmosphériques différentes (tropical, moyennes latitudes été, moyennes latitudes hiver, subarctique été et subarctique hiver). Les données numériques de ces profils atmosphériques ont été prises à partir de la base de données TIGR. On observe clairement la décroissance de la température de l'air jusqu'à une altitude d'environ 15 à 17 km (la troposphère), puis l'accroissement de cette température jusqu'à une altitude d'environ 50 à 55 km (la stratosphère), ensuite on observe autre fois le décroissement de la température de l'air jusqu'à l'altitude 70 km (la mésosphère).

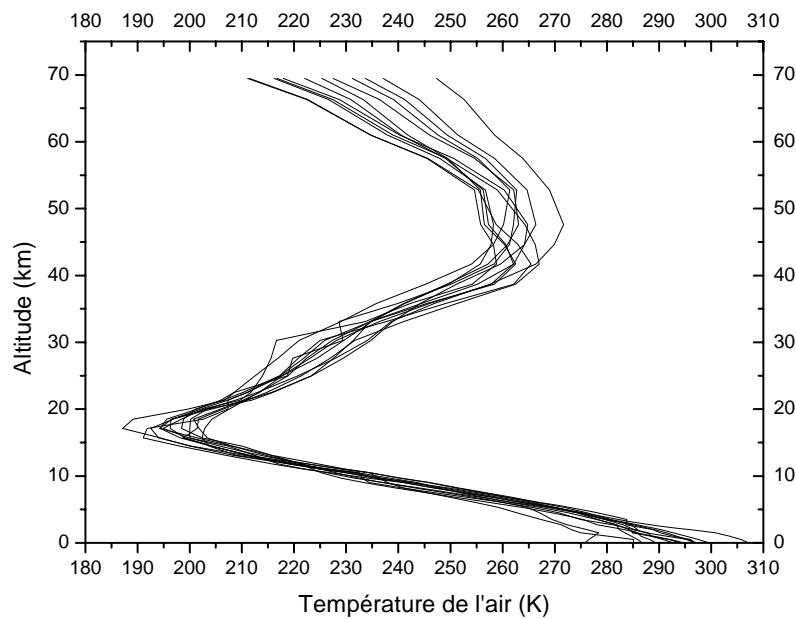


Figure 1.6 : Variation de la température de l'air avec l'altitude pour douze situations atmosphériques différentes (la base de données TIGR)

On définit ici la température effective de l'air qui peut être déterminée à partir des profils verticaux de température et de vapeur d'eau selon la relation suivante [27] :

$$T_a = \frac{1}{W} \int_{W_0}^0 T_z dW(z, Z) \quad (1.8)$$

Où, W_0 est le contenu de la vapeur d'eau au niveau du sol, T_z est la température de l'air à l'altitude z .

1.1.2.3. Profil atmosphérique du rapport de mélange en vapeur d'eau :

La connaissance de la valeur réelle du contenu atmosphérique en vapeur d'eau nous permet d'améliorer l'estimation de l'émissivité et la température de surface par satellite. Le contenu atmosphérique en vapeur d'eau est très variable avec le temps et l'espace. Dans la figure 1.7 nous avons représenté la variation du rapport de mélange en vapeur d'eau avec l'altitude pour les mêmes situations atmosphériques utilisées précédemment. On observe clairement que le rapport de mélange en vapeur d'eau varie de façon décroissante en fonction de l'altitude, il est presque inexistant pour une hauteur supérieure à 15 km (la limite supérieure de la troposphère).

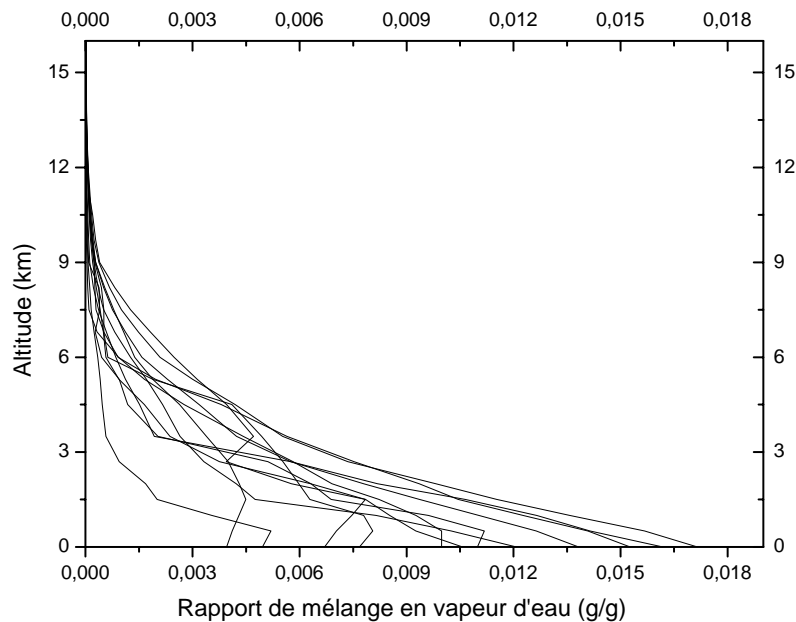


Figure 1.7 : Variation du rapport de mélange en vapeur d'eau avec l'altitude pour douze situations atmosphériques différentes (la base de données TIGR)

1.1.2.4. Profil atmosphérique du rapport de mélange en ozone :

L'influence du contenu atmosphérique en ozone sur le rayonnement atmosphérique est plus faible que celle de la vapeur d'eau. Dans la figure 1.8, nous avons représenté la variation du rapport de mélange en ozone avec l'altitude pour les mêmes situations atmosphériques utilisées précédemment. Cette figure montre que le contenu atmosphérique

en ozone presque inexistant dans la troposphère, la grande quantité se trouve dans la stratosphère où on voit clairement la différence entre les profils atmosphériques.

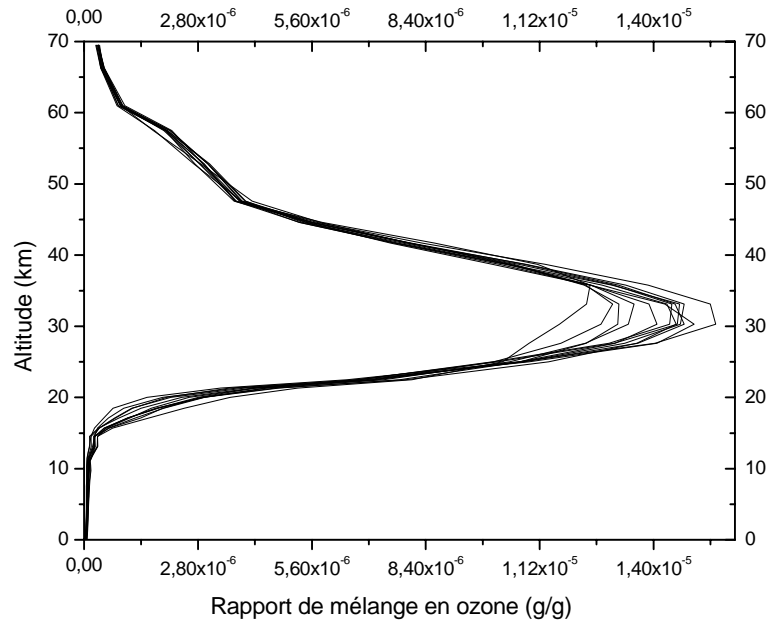


Figure 1.8 : Variation du rapport de mélange en ozone avec l'altitude pour douze situations atmosphériques différentes (la base de données TIGR)

1.2. Le satellite Météosat :

Météosat est une famille de satellites météorologiques réalisés sous maîtrise d'œuvre de l'Agence spatiale européenne (ESA). On peut distinguer deux générations de satellites Météosat :

1.2.1. Le satellite Météosat de première génération :

Sept satellites de la série des satellites Météosat de première génération ont été lancés. Le premier satellite météorologique, Météosat-1, a été lancé le 23 novembre 1977. Par contre, le dernier satellite météorologique de cette série, Météosat-7, a été lancé le 2 septembre 1997. Le satellite, Météosat, tourne autour de la Terre à une altitude d'environ 36000 km et à la même vitesse angulaire de rotation de la Terre sur elle-même, ce qui permet de fournir une image de tout le disque terrestre chaque trente minutes [2], [3] (voir la figure 1.9). Le

radiomètre du satellite météorologique Météosat de première génération mesure le rayonnement dans trois bandes spectrales :

- La bande de l'infrarouge thermique (cette bande pour Météosat-7 sera utilisée dans ce travail pour l'estimation de la température de surface).
- La bande visible.
- La bande d'absorption de la vapeur d'eau.

Le tableau 1.2 présente, pour chaque canal de Météosat-7, la bande spectrale et la taille du pixel et le nombre des lignes et colonnes.

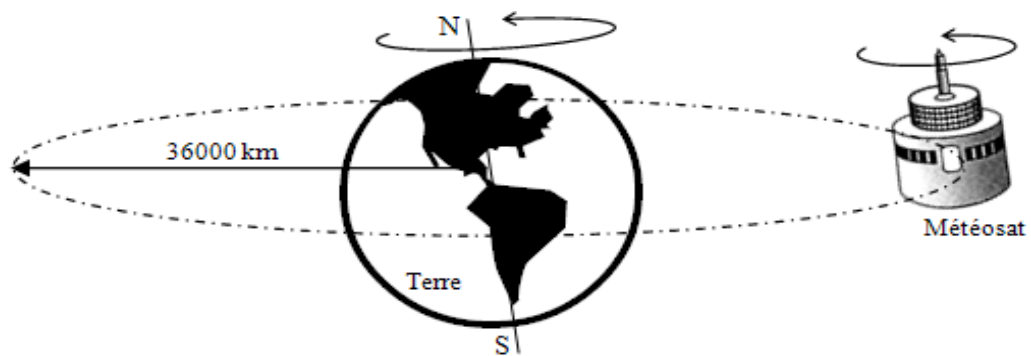


Figure 1.9 : Météosat

Canal	Bande spectrale (μm)	taille du pixel	lignes \times pixels
Visible	0,4 – 1,1	2,5 \times 2,5 km	5000 \times 5000
Vapeur d'eau	5.7 – 7.1	5 \times 5 km	2500 \times 2500
Infrarouge thermique	10.5 – 12.5	5 \times 5 km	2500 \times 2500

Tableau 1.2 : Les bandes passantes et la résolution spatiales pour les canaux du satellite Météosat-7 de première génération.

Les deux figures 1.10 et 1.11 représentent respectivement les deux images provenant du canal visible et infrarouge thermique de Météosat-7 le 21-06-1999 à 12 :00 TU ;

Les images du canal visible représentent la quantité du rayonnement solaire réfléchies par la surface de la Terre ou par les nuages, la source du rayonnement est le soleil donc les images du canal visible sont indisponibles dans la nuit. Les régions qui apparaissent en

blanc dans ces images sont les nuages, et celles qui apparaissent en noir sont les surfaces du sol et de la Mer. Ce type d'images nous permet de calculer : le rayonnement global au sol, le coefficient de réflectance bidirectionnelle, l'épaisseur optique d'aérosols...

Tandis que les images du canal infrarouge thermique représentent la quantité du rayonnement émis par la surface de la Terre ou par l'atmosphère et les nuages, ces images sont disponibles dans le jour et la nuit. Les régions qui apparaissent en blanc dans ces images sont les sols chauds, et celles qui apparaissent en noir sont les nuages. Ce type d'images nous permet de calculer : la température de surface, la température de l'air... [1]-[3].

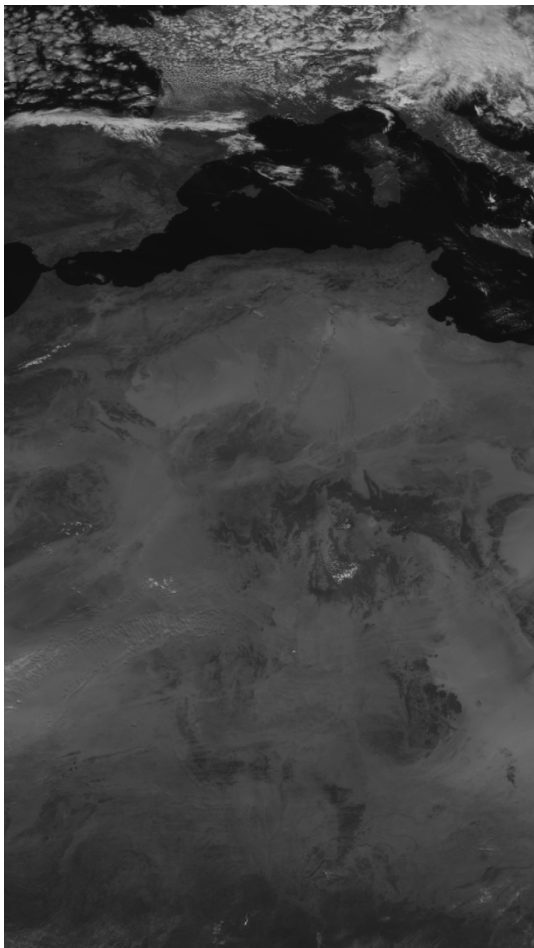


Figure 1.10 : Image du canal visible de Météosat-7 le 21-06-1999 à 12 :00 TU

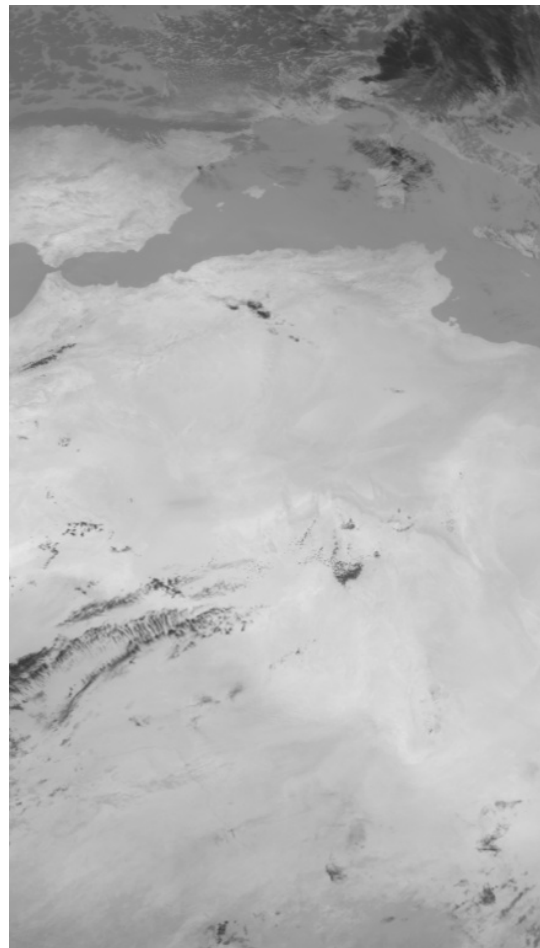


Figure 1.11 : Image du canal infrarouge thermique de Météosat-7 le 21-06-1999 à 12 :00 TU

Les mesures effectuées par un radiomètre dépendent de la réponse spectrale de chaque canal qui intervient dans le calcul des paramètres optiques et thermiques de surface, dans la figure 1.12 nous avons représenté les courbes de la réponse spectrale des canaux visible, vapeur d'eau et infrarouge thermique de Météosat-7.

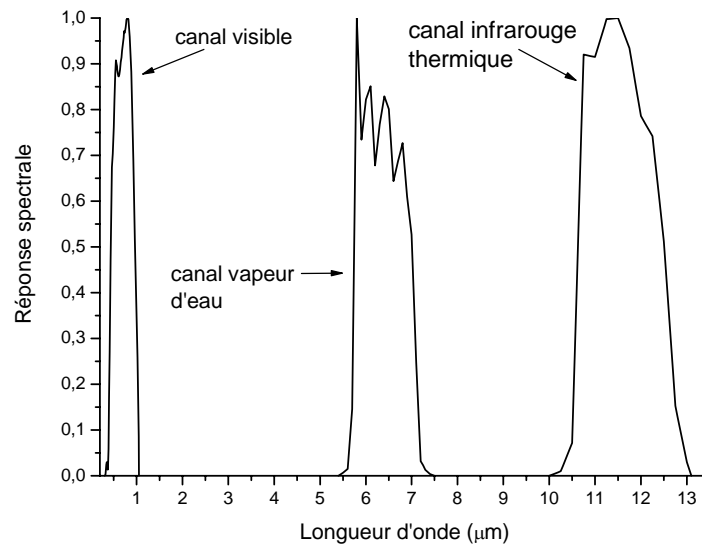


Figure 1.12 : Réponse spectrale des canaux visible, vapeur d'eau et infrarouge thermique de Météosat-7

1.2.2. Le satellite Météosat de seconde génération :

Le premier satellite Météosat de seconde génération MSG-1 est lancé en 2002 et devient opérationnel en février 2004 [3]. Le radiomètre SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager) de MSG possède douze canaux qui se trouvent entre les bandes visible et infrarouge thermique, le tableau 1.3 présente les bandes passantes de ces canaux. La résolution spatiale de SEVIRI est de 1 km pour le canal HRV et 3 km pour les autres canaux.

Comme nous l'avons décrit précédemment les mesures effectuées par un radiomètre dépendent de la réponse spectrale de chaque canal, sur la figure 1.13 nous avons représenté les courbes de la réponse spectrale des canaux ch04 jusqu'à ch11 de MSG-1 :

Nom du canal	Longueur d'onde centrale (μm)	Band spectrale (μm)
Ch01 (VIS 0.6)	0.635	0.56-0.71
Ch02 (VIS 0.8)	0.81	0.74-0.88
Ch03 (IR 1.6)	1.64	1.5-1.78
Ch04 (IR 3.9)	3.92	3.48-4.36
Ch05 (WV 6.2)	6.25	5.35-7.15
Ch06 (WV 7.3)	7.35	6.85-7.85
Ch07 (IR 8.7)	8.7	8.30-9.10
Ch08 (IR 9.7)	9.66	9.38-9.94
Ch09 (IR 10.8)	10.8	9.80-11.80
Ch10 (IR 12.0)	12	11.00-13.00
Ch11 (IR 13.4)	13.4	12.40-14.40
Ch12 (HRV)	0.7	0.50-0.90

Tableau 1.3 : Les bandes passantes pour les canaux du satellite Météosat de seconde génération [1].

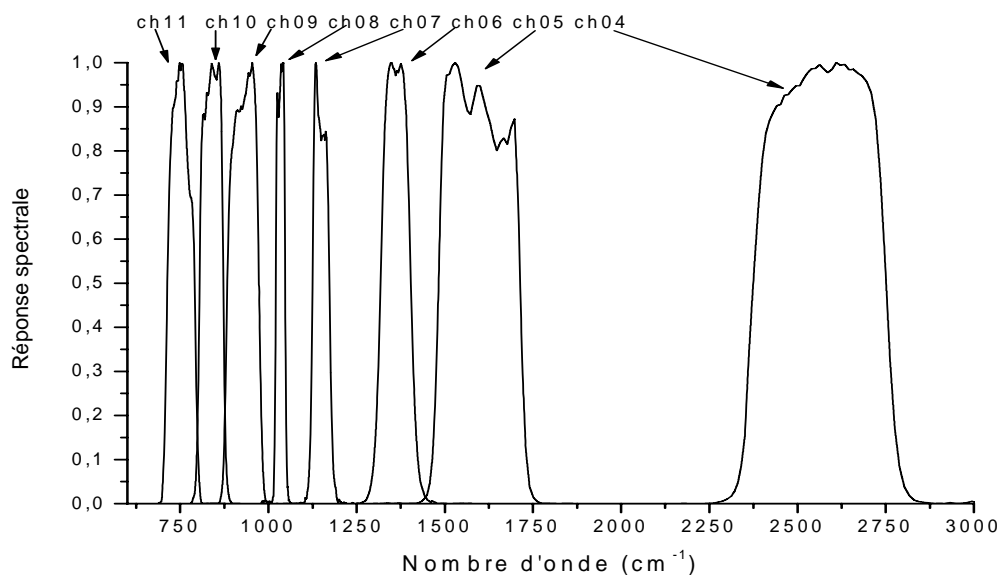


Figure 1.13 : Réponse spectrale des canaux 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 et 11 de MSG-1

L'émissivité de surface est un paramètre très important intervenant lors de l'estimation de la température de surface par télédétection, elle dépend de la combinaison, de la rugosité et des paramètres d'état de la surface, notamment de son humidité. L'émissivité de surface dépend aussi de la longueur d'onde, dans le tableau 1.4 nous avons représenté l'émissivité des canaux IR10.8 et IR12 de MSG-1 pour différentes surfaces :

Type de surface		Emissivité des canaux de MSG-1	
		Ch09 (IR10.8)	Ch10 (IR12)
Végétation	Conifères	0.989	0.991
	A feuilles caduques	0.974	0.973
	L'herbe	0.982	0.989
	L'herbe sèche	0.911	0.912
Sol	Noir limon	0.974	0.979
	Brun limoneux	0.973	0.980
	Sable brun foncé	0.964	0.978
	Sable loameux jaune	0.959	0.970
Artificiel	Construction en béton	0.951	0.968
	Marbre blanc	0.934	0.940
Eau	Eau de la mer	0.990	0.987

Tableau 1.4 : Emissivité des canaux IR10.8 et IR12 de MSG-1 pour différents types de surfaces [28].

Les figures 1.14 et 1.15 représentent les images du canal infrarouge thermique IR10.8 et IR12 respectivement, elles représentent la quantité du rayonnement émis par la surface de la Terre ou par l'atmosphère et les nuages, ces images sont disponibles dans le jour et la nuit. Les régions qui apparaissent en noir dans ces images sont les sols chauds, et celles qui apparaissent en blanc sont les nuages. Ce type d'images nous permet de calculer : la température de surface, la température de l'air... la combinaison entre les images de ces deux canaux permettent de réduire les effets atmosphériques en mesurant les températures de la surface de la Terre et du sommet des nuages [1].

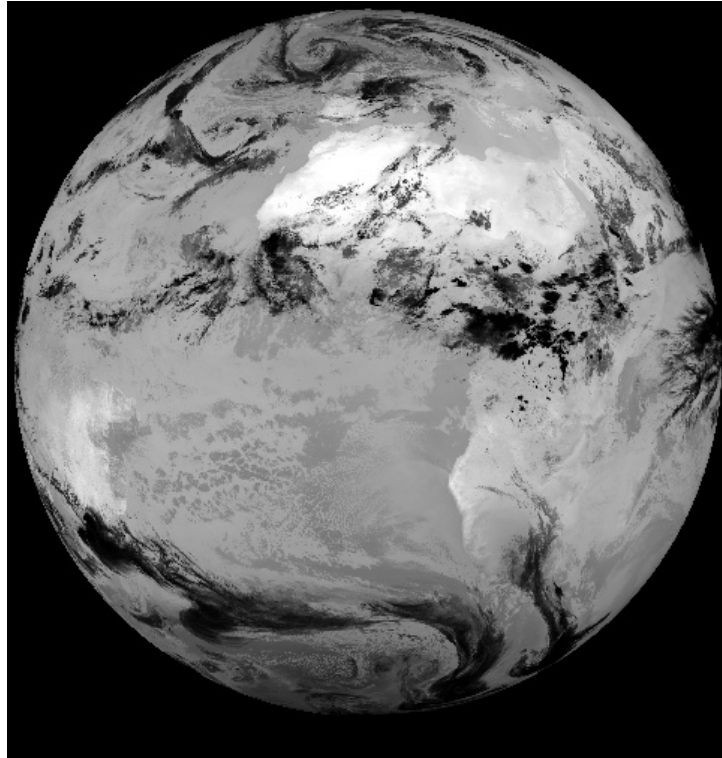


Figure 1.14 : Image du canal IR10.8 de MSG-1 (le 15-08-2006 à 15 :00 TU)

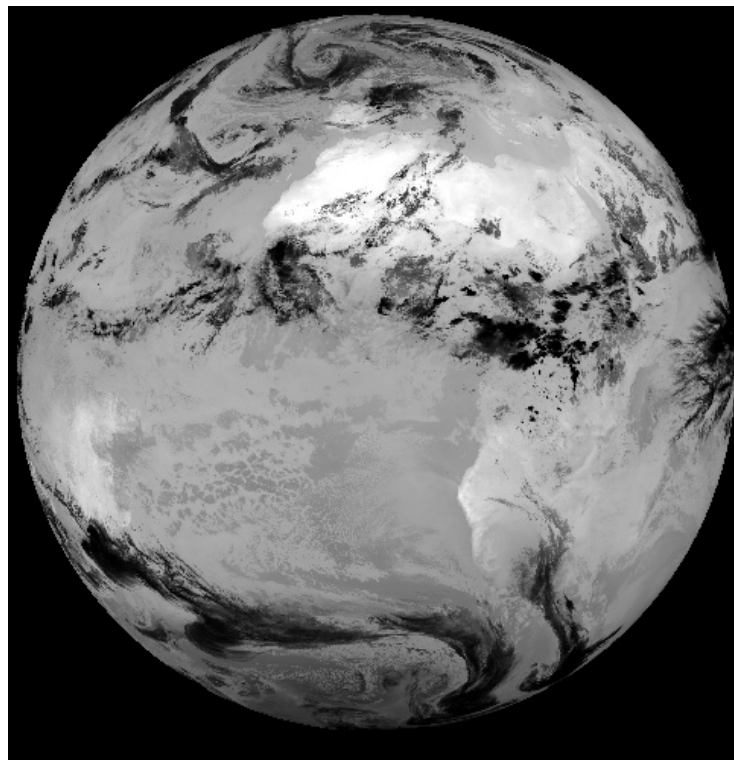


Figure 1.15 : Image du canal IR12 de MSG-1 (le 15-08-2006 à 15 :00 TU)

1.2.3. Calcul de la température de brillance :

La température de brillance est définie comme étant la température obtenue par inversion de la fonction de Planck en considérant que le milieu observé est un corps noir. Donc, Les valeurs de la température de brillance varient suivant les bandes spectrales des satellites utilisés. Dans cette partie, on donne les méthodes de calcul des températures de brillance à partir des données infrarouge thermique de Météosat-7 et MSG-1.

1.2.3.1. Température de brillance du canal infrarouge de Météosat-7 :

Pour calculer la température de brillance à partir des images du canal infrarouge de Météosat-7 il faut passer par deux étapes ; la première est la calibration du radiomètre, la deuxième est la conversion de la luminance en température.

➤ La calibration du radiomètre :

La calibration du radiomètre nous permet de retrouver une relation entre le compte numérique et la luminance, pour le radiomètre de Météosat-7 il y a une relation linéaire entre ces deux variables qui s'écrit sous la forme [29]:

$$L = S(C - C_0) \quad (1.9)$$

Où :

L est la luminance au niveau de Météosat-7, elle s'exprime en $Wm^{-2}sr^{-1}$; S est le coefficient de calibration, il s'exprime en $Wm^{-2}sr^{-1}$; C est le compte numérique sans unité et C_0 est le compte numérique de l'espace sans unité. Les valeurs de S et C_0 sont disponibles sur le site web d'Eumetsat (<http://www.eumetsat.de>).

La figure 1.16 représente une image du canal infrarouge thermique de Météosat-7 en compte numérique, la valeur du compte numérique comprise entre 0 et 255 et la couleur des pixels qui varie du blanc au noir. Les régions qui apparaissent en blanc dans cette image sont les sols chauds, et celles qui apparaissent en noir sont les nuages. La date d'acquisition de cette image est le 03-07-1999 à 12 :00 TU. Tandis que la figure 1.17

représente la même image que la figure précédente mais en luminance ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}$) qui a été obtenue par l'utilisation de la relation (1.9).

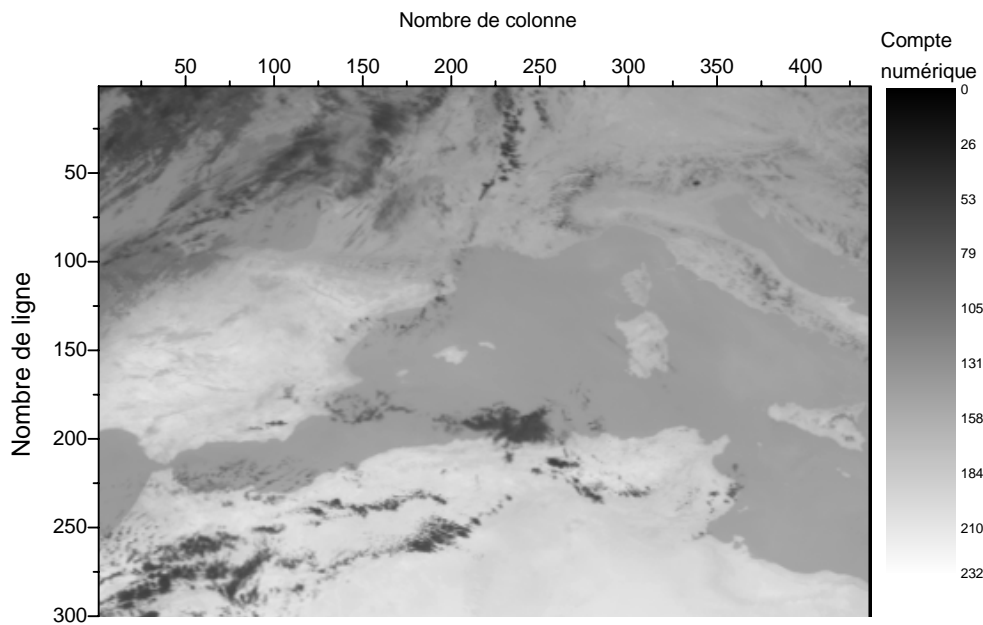


Figure 1.16 : Image du canal infrarouge thermique de Météosat-7 en compte numérique
Le 03-07-1999 à 12 :00 TU

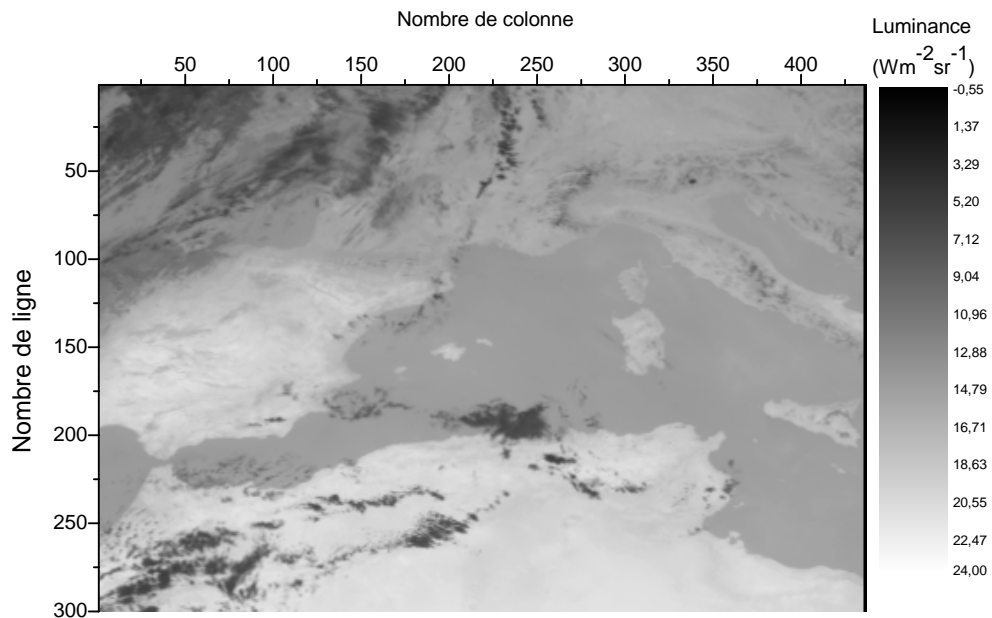


Figure 1.17 : Image du canal infrarouge thermique de Météosat-7 en luminance ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}$)
Le 03-07-1999 à 12 :00 TU

➤ *La conversion de la luminance en température :*

Pour le canal infrarouge thermique de Météosat-7, la relation entre $B(T_b)$ et T_b peut être écrite sous la forme :

$$B(T_b) = \exp\left(a + \frac{b}{T_b}\right) \quad (1.10)$$

Où :

B est la luminance mesurée au niveau de Météosat-7, elle s'exprime en $Wm^{-2}sr^{-1}$.

T_b est la température de brillance du canal infrarouge de Météosat-7, elle s'exprime en K .

$$a = 6.9618$$

$$b = -1255.5465 K$$

La figure 1.18 représente une image du canal infrarouge thermique de Météosat-7 en température de brillance (K) qui a été obtenue à partir de l'image représentée dans la figure 1.17 en utilisant la relation (1.10).

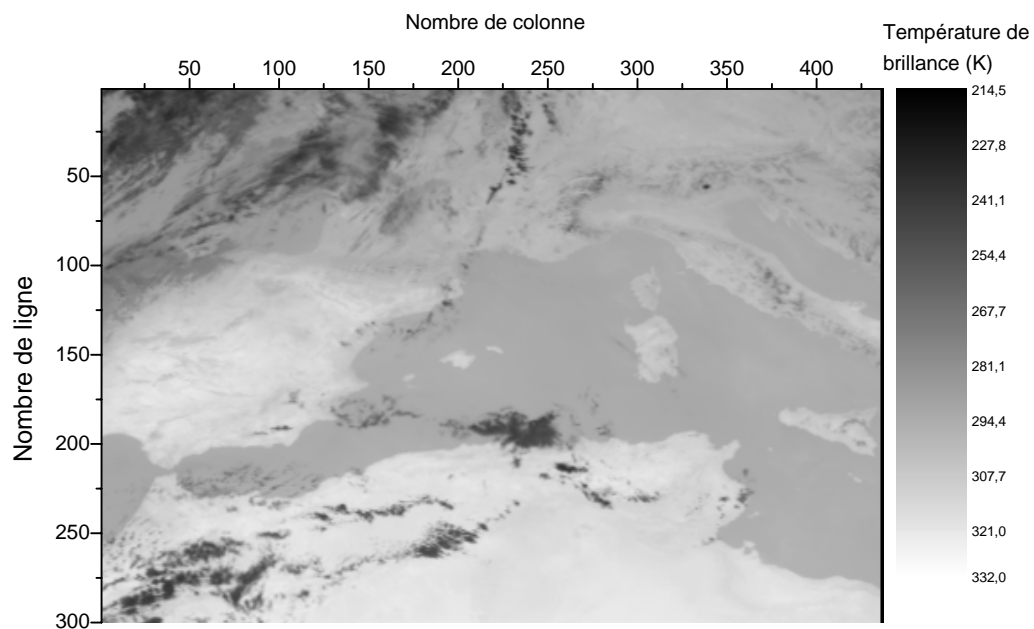


Figure 1.18 : Image du canal infrarouge thermique de Météosat-7 en température de brillance (K). Le 03-07-1999 à 12 :00 TU

1.2.3.2. Température de brillance des canaux IR10.8 et IR12 de MSG-1 :

Les données de MSG-1 sont stockées sous forme de comptes numériques dans des fichiers binaires. La relation entre le compte numérique et la luminance est entièrement définie pour chaque canal spectral par la relation suivante [30] :

$$L = C_{slope} \cdot compte + C_{offset} \quad (1.11)$$

Où :

L est la luminance au niveau de MSG-1, elle s'exprime en $mWm^{-2}sr^{-1}(cm^{-1})^{-1}$.

$compte$ est le compte numérique (CN), il se trouve entre 0 et 1023.

C_{slope} est le coefficient linéaire de calibrage, il s'exprime en $mWm^{-2}sr^{-1}(cm^{-1})^{-1}cn^{-1}$.

C_{offset} est la constante entre le compte numérique et la luminance a extraite à partir du calibrage, elle s'exprime en $mWm^{-2}sr^{-1}(cm^{-1})^{-1}$.

Les coefficients de calibration des canaux IR10.8 et IR12 de MSG-1 sont donnés dans le tableau 1.5.

Canal	C_{slope}	C_{offset}
IR10.8	0.205034	-10.4568
IR12	0.222311	-11.3379

Tableau 1.5 : Coefficients de calibration des canaux IR10.8 et IR12 de MSG-1

Dans notre travail, nous avons utilisé le logiciel Msphinx pour la lecture les images issues de MSG-1. La figure 1.19 représente l'interface graphique de Msphinx avec l'image du disque terrestre du canal IR12 de MSG-1 le 15-03-2006 à 09 :00 TU.

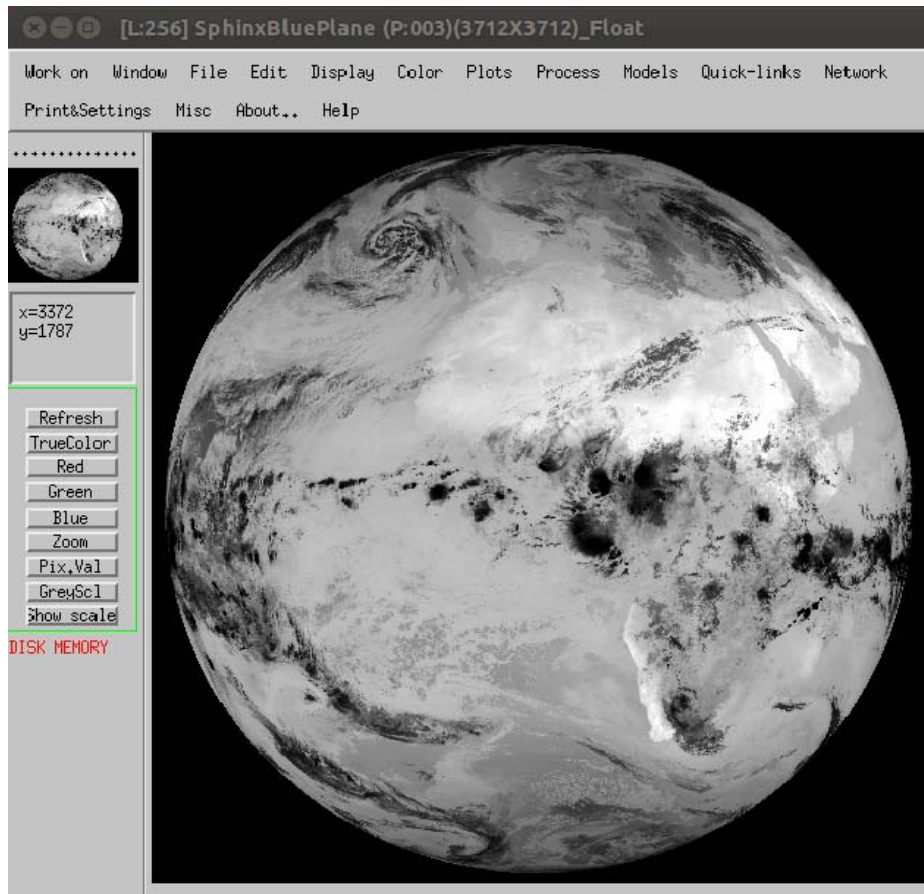


Figure 1.19 : Interface graphique de Msphinx avec l'image du disque terrestre du canal IR12 de MSG-1 le 15-03-2006 à 09 :00 TU.

Pour calculer la température de brillance à partir de la luminance mesurée par les canaux IR10.8 et IR12 de MSG-1 nous avons utilisé la relation suivante [30] :

$$T_i = \frac{1}{A} \left[\frac{C_2 \cdot \nu_c}{\log\left(\frac{C_1 \cdot \nu_c^3}{L} + 1\right)} - B \right] \quad (1.12)$$

Où ;

T_i est la température de brillance du canal i .

L est la luminance au niveau de MSG-1, elle s'exprime en $mW m^{-2} sr^{-1} (cm^{-1})^{-1}$.

ν_c est le nombre d'onde centrale, il s'exprime en cm^{-1} .

$$C_1 = 1.19104 \times 10^{-5} \text{ mWm}^{-2}\text{sr}^{-1}(\text{cm}^{-1})^{-4}, C_2 = 1.43877 \text{ K}(\text{cm}^{-1})^{-1}.$$

Les coefficients A et B sont donnés dans le tableau 1.6.

Canal	$\nu_c(\text{cm}^{-1})$	A	B
IR10.8	930.659	0.9983	0.627
IR12	839.661	0.9988	0.397

Tableau 1.6 : Les valeurs du nombre d'onde centrale et les coefficients A et B pour les canaux IR10.8 et IR12 de MSG-1.

Chapitre II

Transfert radiatif dans l'infrarouge thermique

2.1. Concepts et définitions :

On veut ici définir les concepts et les grandeurs qui interviennent directement ou indirectement dans le domaine du transfert radiatif dans l'infrarouge thermique.

2.1.1. Angle solide :

L'angle solide Ω (voir la figure 2.1) est défini comme étant le rapport de la portion de la surface de la sphère σ_s interceptée avec le cône sur le rayon au carré R^2 [31]:

$$\Omega = \frac{\sigma_s}{R^2} \quad (2.1)$$

L'unité de l'angle solide s'exprime en stéradian (sr). Pour une sphère dont la surface est $4\pi R^2$, l'angle solide correspondant à l'espace complet est égale à 4π .

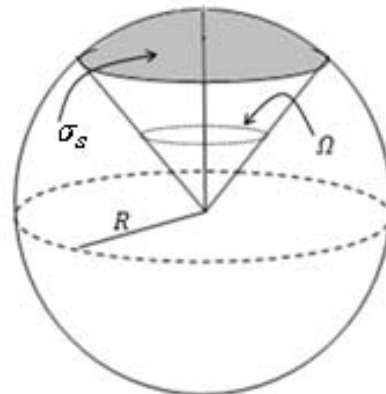


Figure 2.1 : Angle solide.

L'élément d'une surface sphérique est donné par $d\sigma_s = R^2 \sin\theta d\theta d\varphi$, donc on peut écrire l'angle solide élémentaire sous la forme [31] :

$$d\Omega = \frac{d\sigma_s}{R^2} = \sin\theta \cdot d\theta \cdot d\varphi \quad (2.2)$$

Où : θ est l'angle zénithal, φ est l'angle azimutal.

2.1.2. Quantités radiométriques de base :

On peut résumer les quantités radiométriques de base comme suit [24]:

La **puissance** $\Phi = \frac{dQ}{dt}$ est défini comme étant le rapport de la quantité d'énergie émise par un corps dans toutes les directions sur l'unité de temps, elle s'exprime en (W).

L'**émittance** M est défini comme étant le rapport de la puissance émise $d\Phi$ sur l'unité de surface d'une source étendue, dans tout un hémisphère, elle s'exprime en (W/m^2) :

$$M = \frac{d\Phi}{dS} \quad (2.3)$$

Où : $d\Phi$ est la puissance émise par l'élément dS dans un hémisphère.

L'**intensité** I est défini comme étant le rapport de la puissance émise par une source ponctuelle sur l'unité d'angle solide, elle s'exprime en (W/sr) :

$$I = \frac{d\Phi}{d\Omega} \quad (2.4)$$

La source est dite anisotrope si elle n'émet pas la même puissance dans toutes les directions. Par contre, la source est dite isotrope si elle émet la même puissance dans toutes les directions.

La **luminance** L est défini comme étant la puissance émise dans une direction sur l'unité d'angle solide et sur l'unité de surface perpendiculaire au pinceau (surface apparente), elle s'exprime en ($Wm^{-2}sr^{-1}$):

$$L(\theta, \varphi) = \frac{d^2\Phi}{d\Omega \cdot ds \cdot \cos\theta} \quad (2.5)$$

La notion de la luminance est très importante, car le rayonnement mesuré au niveau du capteur est proportionnelle à la luminance de la source observée (surface terrestre).

La surface est dite Lambertienne si la luminance ne dépend pas des angles θ et Φ .

D'après les équations (2.3) et (2.5), on peut trouver aisément la relation entre luminance et émittance :

$$\frac{d\Phi}{ds} = \iint_{\text{hémisphère}} L(\theta, \varphi) \cdot \cos\theta \cdot d\Omega = M \quad (2.6)$$

Pour une surface Lambertienne, $L(\theta, \varphi) = L = C^{ste}$ donc on a la relation suivante :

$$M = \pi \cdot L \quad (2.7)$$

L'**éclairage** E est défini comme étant la puissance reçue par unité de surface de récepteur en provenance de toutes les directions d'un demi-espace, elle s'exprime en (W/m^2) :

$$E = \frac{d\Phi}{dS} \quad (2.8)$$

La surface élémentaire (terrestre) ds se comporte vis-à-vis du capteur comme une source de luminance L .

2.1.3. Spectre électromagnétique :

Le processus le plus important responsable de transfert d'énergie dans l'atmosphère est le rayonnement électromagnétique [31]. Le rayonnement électromagnétique est défini comme étant l'énergie émise par une source sous forme ondulatoire ou corpusculaire, cette source du rayonnement peut être soit le soleil, soit la surface de la Terre ou l'atmosphère... La décomposition d'un rayonnement électromagnétique en fonction de la longueur d'onde ou de la fréquence nous permet d'obtenir le **spectre du rayonnement électromagnétique** comma a été représenté sur la figure 2.2. Chaque bande dans le spectre du rayonnement électromagnétique ayant une caractéristique spéciale, par exemple dans la télédétection ; la bande visible nous permet d'estimer le rayonnement solaire global au niveau du sol, la bande infrarouge thermique nous permet d'estimer la température de surface...

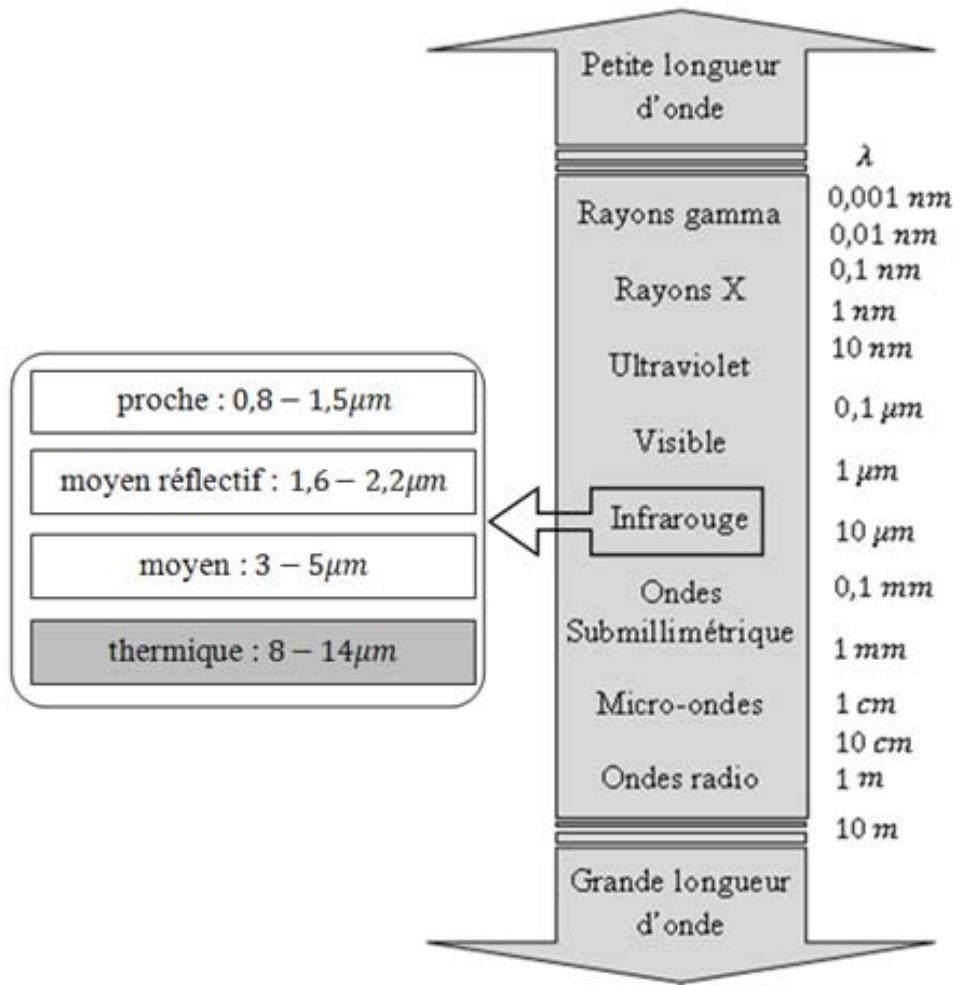


Figure 2.2 : Spectre du rayonnement électromagnétique en fonction de la longueur d'onde

2.2. Emission propre d'une surface :

2.2.1. Le corps noir :

D'après la loi de Planck, tous les corps dont la température différente du zéro absolu émettent un rayonnement thermique. La luminance spectrale du corps noir est donnée par la fonction de Planck:

$$B_{\lambda}(T) = \frac{c_1}{\lambda^5 \cdot [\exp(c_2/\lambda \cdot T) - 1]} \quad (2.9)$$

Où :

T est la température (K), λ est longueur d'onde (μm), $B_\lambda(T)$ est la luminance spectrale du corps noir ou la fonction de Planck ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$), $c_1 = 1.19 \times 10^8 \text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^4$, $c_2 = 1.439 \times 10^4 \mu\text{m K}$.

Dans la figure 2.3 nous avons représenté la variation de la luminance spectrale du corps noir $B_\lambda(T)$ en fonction de la longueur d'onde pour différentes températures T . Cette figure montre que l'émission maximale de la Terre se trouve approximativement autour de $10\mu\text{m}$ c'est-à-dire dans la bande infrarouge thermique, par contre l'émission maximale du soleil se trouve approximativement autour de $0.53\mu\text{m}$ c'est-à-dire dans la bande visible. La ligne droite passant par les maxima correspond à la loi de Wien qui est donnée par la relation suivante :

$$T \cdot \lambda_{max} = 2897.8 \quad (\mu\text{mK}) \quad (2.10)$$

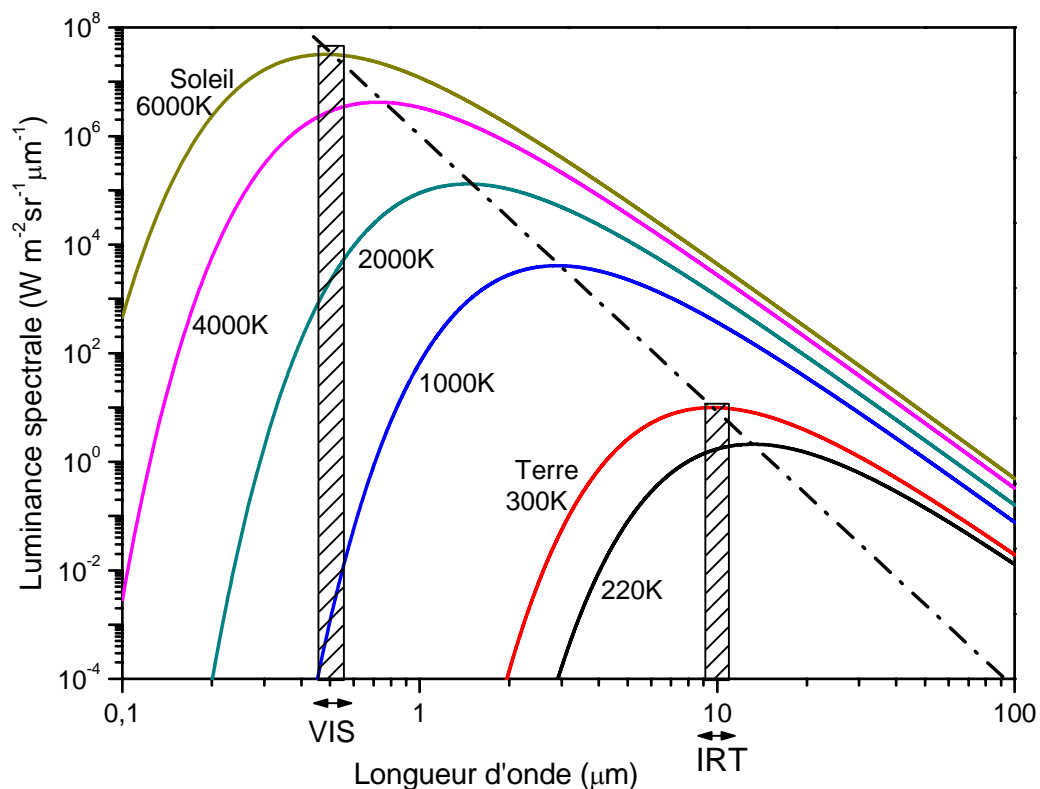


Figure 2.3 : Luminance spectrale du corps noir à diverses températures. La ligne droite passant par les maxima correspond à la loi de Wien.

2.2.2. Le corps naturel :

Pour une même température, le corps naturel émet moins d'énergie que le corps noir, cette différence est due à l'émissivité du corps qui dépend de la longueur d'onde et de la direction θ et φ . L'émissivité est toujours inférieure à 1 pour le corps naturel et égale à 1 pour le corps noir, si on multiplie la fonction de Planck par l'émissivité on obtient la luminance spectrale directionnelle du corps naturel [4]:

$$L_{\lambda}(\theta, \varphi) = \varepsilon_{\lambda}(\theta, \varphi) \cdot B_{\lambda}(T_s) \quad (2.11)$$

Où $\varepsilon_{\lambda}(\theta, \varphi)$ est l'émissivité spectrale directionnelle de la surface.

$B_{\lambda}(T_s)$ est la fonction de Planck (ou luminance spectrale du corps noir).

Dans la figure 2.4 nous avons représenté la variation de l'émissivité spectrale en fonction du nombre d'onde pour différentes surfaces, elle montre que l'émissivité est très variable avec la longueur d'onde (ici nombre d'onde) sur les terres émergées (sol nu) et sa variation est très faible sur la mer (eau) ou sur la glace (neiges). On remarque aussi que l'émissivité de surface de la mer (eau) dans l'infrarouge thermique ($769-1250 \text{ cm}^{-1}$) est proche de 1.

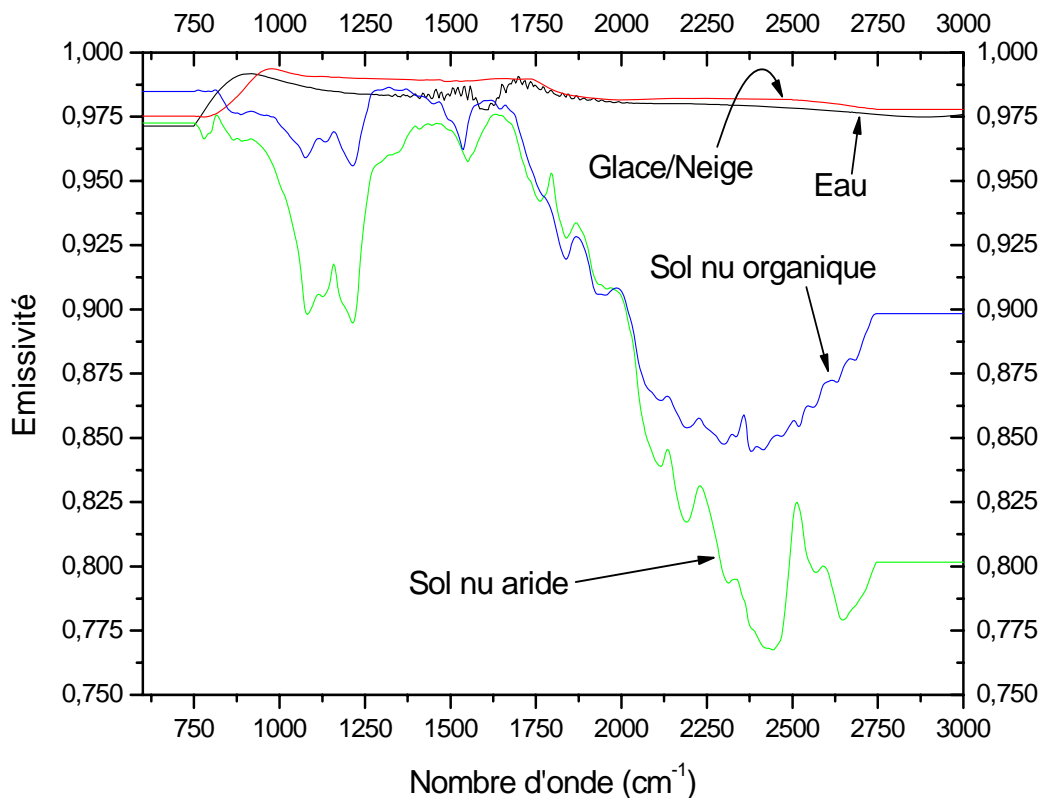


Figure 2.4 : Variation de l'émissivité spectrale en fonction du nombre d'onde pour différentes surfaces (les données d'émissivité ont été prises à partir du code 4A "Atlas Automatisé des Absorptions Atmosphériques")

2.3. Effets atmosphériques :

2.3.1. L'atmosphère terrestre :

Pour décrire et comprendre l'interaction du rayonnement infrarouge thermique émise ou réfléchi par la surface de la Terre avec l'atmosphère terrestre, il faut d'abord connaître la structure et la composition de l'atmosphère.

2.3.1.1. Structure de l'atmosphère :

L'atmosphère qui entoure la surface de la Terre est un mélange formé de différents gaz et de particules diverses, elle est maintenue près de la surface terrestre grâce à la force gravitationnelle de la Terre. D'après les références [31] et [32], on peut décrire la structure de l'atmosphère comme suit :

Selon la distribution verticale de la température on peut diviser l'atmosphère terrestre en cinq importantes couches variables comme nous avons représenté sur la figure 2.5; **Troposphère, Stratosphère, Mésosphère, Thermosphère et Exosphère :**

La **troposphère** est la couche atmosphérique la plus proche du sol terrestre, elle se trouve presque entre 0 et 16km, cet intervalle se varie selon la latitude et la saison. Dans la troposphère la température et la pression décroissent lorsqu'on s'élève. La masse de la troposphère représente presque les trois quarts de la masse totale de l'atmosphère. L'air de la troposphère formé de la vapeur d'eau, du gaz carbonique, des poussières... .

La **stratosphère** est au-dessus de la troposphère, comprise presque entre 16 et 55km. Dans la stratosphère on trouve la couche d'ozone, cette dernière absorbe la majorité des rayons solaires ultraviolets et provoque un dégagement d'énergie sous forme de chaleur. C'est pourquoi la température augmente lorsqu'on s'élève dans la stratosphère. La **mésosphère** est au-dessus de la stratosphère, comprise presque entre 55 et 80km. Dans cette couche, la température recommence à décroître avec l'altitude. La **thermosphère** est au-dessus de la mésosphère, comprise presque entre 80 et 700km. Dans cette couche, la température augmente avec l'altitude, la pression y devient presque nulle et les molécules d'air sont très rares. L'**exosphère** est la dernière couche d'atmosphère terrestre qui se situe au-dessus de la thermosphère, comprise presque entre 700 et 3000km. Dans cette couche les collisions entre particules sont rares, considérées comme négligeables.

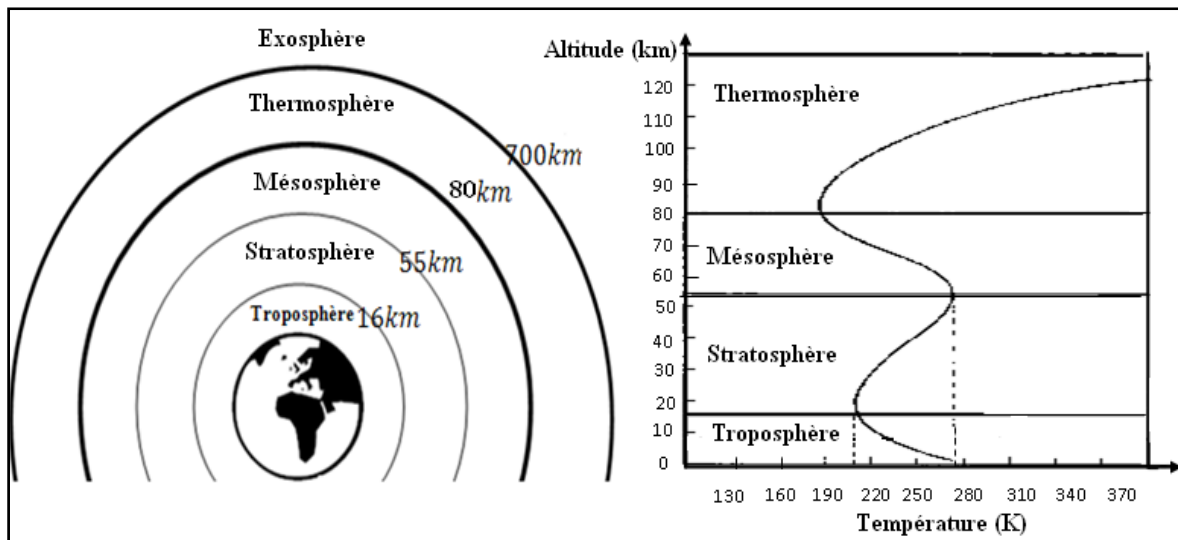


Figure 2.5 : L'atmosphère terrestre et la distribution verticale de la température

2.3.1.2. Composition chimique de l'atmosphère :

L'atmosphère terrestre est actuellement composée de deux groupes de gaz, le premier groupe avec des concentrations quasi permanentes et le deuxième groupe avec des concentrations variables. L'atmosphère contient également divers types d'aérosols, des nuages et des précipitations, qui sont très variables dans le temps et dans l'espace. Le tableau 2.1 présente les formules chimiques et le rapport du volume pour les concentrations de gaz permanents et variables. On observe d'une part que l'azote, l'oxygène et l'argon représentent plus de 99,96% de l'atmosphère en volume, et d'autre part que la quantité de la vapeur d'eau est très variable dans l'atmosphère.

Constituant	Le rapport par volume (%)
<i>Constituants permanents</i>	
Azote (N_2)	78.084
Oxygène (O_2)	20.948
Argon (Ar)	0.934
Dioxyde de carbone (CO_2)	0.036
Néon (N_e)	18.18×10^{-4}
Hélium (He)	5.24×10^{-4}
Krypton (Kr)	1.14×10^{-4}
Xénon (Xe)	0.089×10^{-4}
Hydrogène (H_2)	0.5×10^{-4}
Méthane (CH_4)	1.7×10^{-4}
Oxyde nitreux (N_2O)	0.3×10^{-4}
Monoxyde de carbone (CO)	0.08×10^{-4}
<i>Constituants variables</i>	
Vapeur d'eau (H_2O)	0 – 0.04
Ozone (O_3)	$0 - 12 \times 10^{-4}$
Dioxyde de soufre (SO_2)	0.001×10^{-4}
Dioxyde d'azote (NO_2)	0.001×10^{-4}
Ammoniac (NH_3)	0.004×10^{-4}
Oxyde nitrique (NO)	0.0005×10^{-4}
Sulfure d'hydrogène (H_2S)	0.00005×10^{-4}

Tableau 2.1 : Constituants permanents et variables de l'atmosphère terrestre [31].

2.3.2. Effet d'absorption :

L'absorption du rayonnement dans la bande infrarouge thermique par l'atmosphère dépend très fortement de la longueur d'onde et de la composition moléculaire de l'atmosphère. Dans cette bande spectrale, la vapeur d'eau est l'absorbant majeur qui est caractérisée par un spectre d'absorption sélectif (raies) superposé à un spectre d'absorption continu [4].

2.3.3. Effet de diffusion :

Lorsque le rayonnement traverse la couche atmosphérique, il entre en interaction avec les molécules et les particules présentes dans l'atmosphère. Il peut être dévié de sa trajectoire, c'est le phénomène de diffusion atmosphérique. Dans l'infrarouge thermique la diffusion atmosphérique est due à deux processus : la diffusion de Mie et la diffusion moléculaire de Rayleigh. La diffusion moléculaire de Rayleigh dans ce domaine peut être négligée [4]. Il reste essentiellement la diffusion de Mie qui concerne les particules dont la taille est de l'ordre de la longueur d'onde du rayon incident (beaucoup plus grandes que les molécules). Ainsi, dans le même domaine si l'atmosphère contient peu d'aérosols on peut négliger la diffusion de Mie [4].

2.3.4. Transmission de l'atmosphère :

Les effets de l'absorption et de la diffusion se traduisent dans l'infrarouge thermique par une transmission spectrale atmosphérique. On définit la transmittance comme étant le rapport entre le flux transmis et le flux incident : $\tau_\lambda = I_\lambda / I_{0\lambda}$. En utilisant le code de transfert radiatif Modtran3.5 (en mode Lowtran7), nous avons représenté dans la figure 2.6 la variation de la transmittance atmosphérique en fonction du nombre d'onde dans l'infrarouge. La figure montre clairement les fenêtres atmosphériques où nous avons indiqué dans la même figure la fenêtre atmosphérique du canal infrarouge thermique de Météosat-7 (10.5 – 12.5 μm).

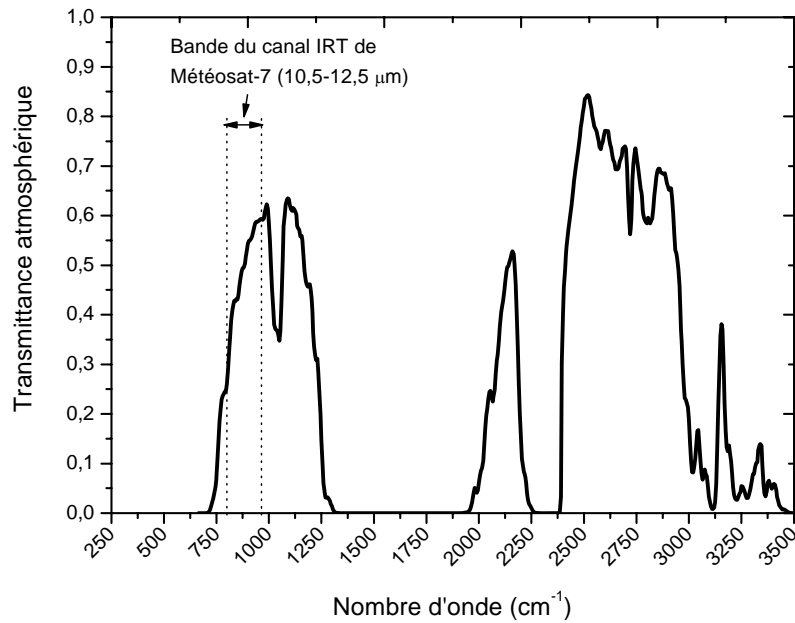


Figure 2.6 : Transmittance atmosphérique pour angle de visée $\theta = 0^\circ$ en fonction du nombre d'onde dans les conditions d'une atmosphère tropicale.

2.3.5. Effet d'émission :

L'émission du rayonnement infrarouge thermique par l'atmosphère est due au fait que l'atmosphère se comporte comme un corps gris [4]. Chaque élément de volume d'atmosphère émet un rayonnement en fonction de sa température, donc l'effet de l'émission du rayonnement infrarouge thermique se traduit par une luminance atmosphérique ascendante et une luminance atmosphérique descendante.

2.4. Equation de transfert radiatif dans l'infrarouge thermique:

2.4.1. Equation générale de transfert radiatif :

Afin d'établir l'équation générale de transfert radiatif, considérons d'abord comme le montre la figure 2.7 un champ radiatif caractérisé par son luminance monochromatique $L_\lambda(M, s)$ en un point M , se propageant dans le sens s , dans un volume caractérisé par son coefficient d'extinction $\sigma_{e\lambda}$, un albédo de diffusion simple ω_λ et un fonction de phase $\mathcal{P}_\lambda(s, \acute{s})$. La variation de la luminance monochromatique L_λ dans un élément ds est exprimée par $(dL_\lambda/ds)ds$ [24].

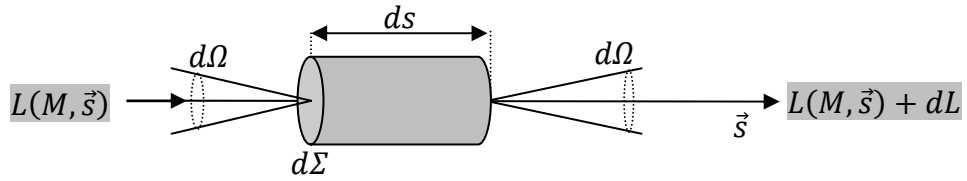


Figure 2.7 : Etablissement de l'équation de transfert radiatif.

- L'énergie rayonnante à l'entrée du volume $d\Sigma ds$ (voir la figure 2.7) par unité de temps dans l'angle solide $d\Omega$ est :

$$\Phi_1 = L_\lambda(M, s) \cdot d\Sigma \cdot d\Omega \quad (2.12)$$

- L'énergie rayonnante à la sortie du volume $d\Sigma ds$ par unité de temps dans l'angle solide $d\Omega$ est :

$$\Phi_2 = \left[L_\lambda(M, s) + \frac{dL_\lambda(M, s)}{ds} \cdot ds \right] d\Sigma \cdot d\Omega \quad (2.13)$$

- Le flux énergétique perdu par absorption et diffusion le long ds est :

$$\Phi_3 = -\sigma_{e\lambda}(M) \cdot L_\lambda(M, s) \cdot d\Sigma \cdot d\Omega \cdot ds \quad (2.14)$$

Où σ_e est le coefficient d'extinction.

- Le flux énergétique acquis le long ds est dû à deux processus qui sont la diffusion par d'autres directions s' dans la direction s et l'émission thermique dû au même volume, donc le flux énergétique acquis s'écrit :

$$\Phi_4 = \sigma_{e\lambda}(M) \cdot J_\lambda(M, s) \cdot d\Sigma \cdot d\Omega \cdot ds \quad (2.15)$$

Où $J_\lambda(M, s)$ est la somme des fonctions source d'émission $J_\lambda^{em}(M, s)$ et de diffusion $J_\lambda^{diff}(M, s)$:

$$J_\lambda(M, s) = J_\lambda^{diff}(M, s) + J_\lambda^{em}(M, s)$$

La conservation de l'énergie conduit à ;

$$\Phi_2 - \Phi_1 = \Phi_4 - \Phi_3 \tag{2.16}$$

En remplaçant les expressions précédentes de Φ dans l'équation (2.16) on obtient :

$$\frac{dL_\lambda(M, s)}{ds} = -\sigma_{e\lambda}(M) \cdot [L_\lambda(M, s) - J_\lambda(M, s)] \tag{2.17}$$

L'équation (2.17) représente l'équation générale de transfert radiatif.

Si on considère que l'atmosphère terrestre est une atmosphère plan-parallèle (voir la figure 2.8), et que les grandeurs de température, pression et les diverses composantes de l'atmosphère ne varient qu'avec l'altitude.

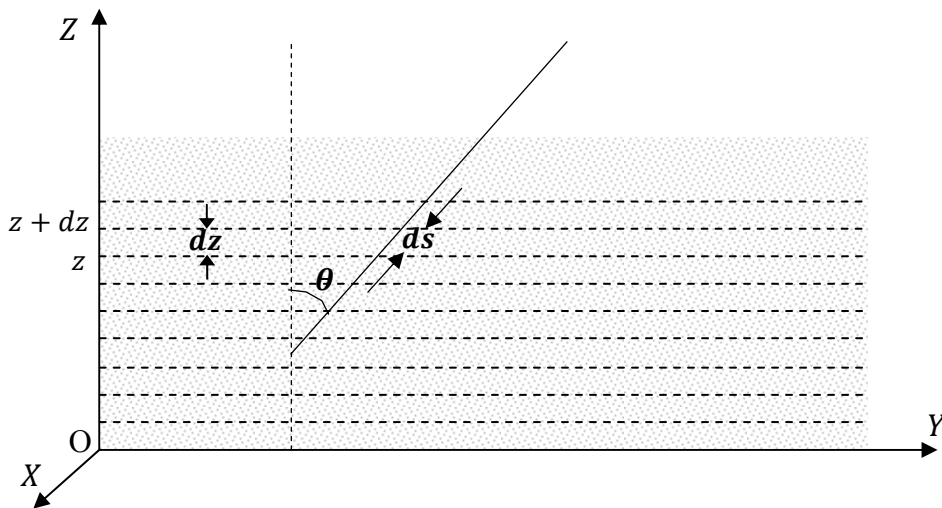


Figure 2.8 : Atmosphère plan-parallèle.

On peut réécrire l'équation (2.17) pour une couche atmosphérique élémentaire d'épaisseur dz à l'altitude z comme suivante :

$$\mu \frac{dL_\lambda(z, \mu, \varphi)}{dz} = -\sigma_{e\lambda}(z)[L_\lambda(z, \mu, \varphi) - J_\lambda(z, \mu, \varphi)] \quad (2.18)$$

Où : $\mu = \cos(\theta) = \frac{dz}{ds}$

On considère que l'émission est isotrope, ce qui implique une dépendance de la fonction source seulement avec l'altitude :

$$J_\lambda^{em}(z) = [1 - \omega(z, \lambda)] \cdot B_\lambda[T(z)] \quad (2.19)$$

Où : B_λ est la luminance spectrale du corps noir ou fonction de Planck ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$), et $\omega(z, \lambda)$ représente l'albédo de diffusion simple à l'altitude z .

La fonction source de diffusion est donnée par :

$$J_\lambda^{diff}(z) = \frac{\omega(z, \lambda)}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^{+1} L_\lambda(z, \mu', \varphi) \cdot \mathcal{P}_\lambda(z, \mu', \varphi, \mu, \varphi) \cdot d\mu' \cdot d\varphi \quad (2.20)$$

Où $\mathcal{P}_\lambda(z, \mu', \varphi, \mu, \varphi)$ est la fonction de phase.

A cause de la grand dépendance de la densité gazeuse et du coefficient d'absorption à l'épaisseur optique, on remplace donc la coordonnée verticale z par l'épaisseur optique σ_λ entre le niveau z et le sommet de l'atmosphère z_∞ (voir la figure 2.9):

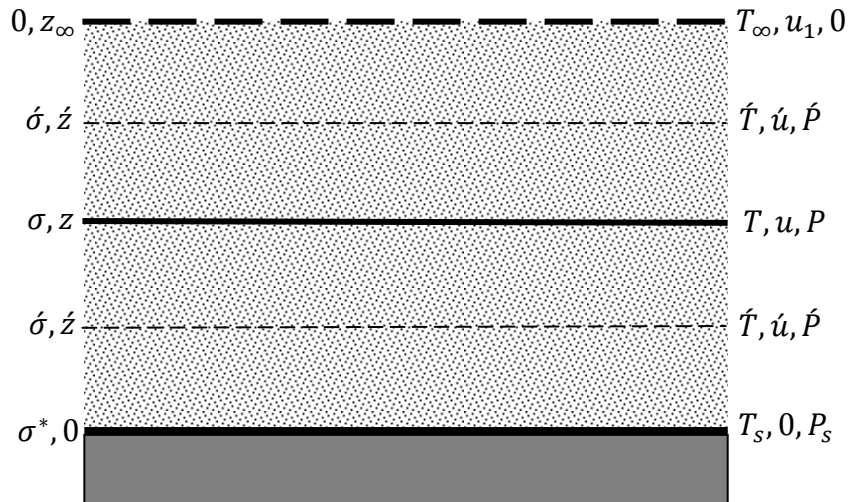


Figure 2.9 : Atmosphère plan-parallèle en termes d'épaisseur optique

L'épaisseur optique σ_λ entre le niveau z et le sommet de l'atmosphère z_∞ est donnée par :

$$\sigma_\lambda(z) = \int_z^{z_\infty} \sigma_{e\lambda}(z') \cdot dz' \quad (2.21)$$

Si on pose $u = |\mu|$, donc on peut réécrire l'équation de transfert radiatif (2.18) selon les deux sens de propagation du rayonnement, ascendant ($\mu < 0$) et descendant ($\mu > 0$) :

$$\begin{cases} u \frac{dL_\lambda^\uparrow(\sigma_\lambda, u, \varphi)}{d\sigma_\lambda} = L_\lambda^\uparrow(\sigma_\lambda, u, \varphi) - J_\lambda^\uparrow(\sigma_\lambda, u, \varphi) \\ -u \frac{dL_\lambda^\downarrow(\sigma_\lambda, u, \varphi)}{d\sigma_\lambda} = L_\lambda^\downarrow(\sigma_\lambda, u, \varphi) - J_\lambda^\downarrow(\sigma_\lambda, u, \varphi) \end{cases} \quad (2.22)$$

L'intégration de ces deux équations, nous permet d'obtenir la luminance atmosphérique ascendante et la luminance atmosphérique descendante [29]:

$$\begin{cases} L_\lambda^\uparrow(\sigma_\lambda, u, \varphi) = L_\lambda^\uparrow(\sigma_\lambda^*, u, \varphi) \cdot \exp\left(-\frac{\sigma_\lambda^* - \sigma_\lambda}{u}\right) + \frac{1}{u} \int_{\sigma_\lambda^*}^{\sigma_\lambda} J_\lambda^\uparrow(\sigma', u, \varphi) \exp\left(-\frac{\sigma_\lambda - \sigma'}{u}\right) d\sigma' \\ L_\lambda^\downarrow(\sigma_\lambda, u, \varphi) = L_\lambda^\downarrow(0, u, \varphi) \cdot \exp\left(-\frac{\sigma_\lambda}{u}\right) + \frac{1}{u} \int_0^{\sigma_\lambda} J_\lambda^\downarrow(\sigma', u, \varphi) \exp\left(-\frac{\sigma_\lambda - \sigma'}{u}\right) d\sigma' \end{cases} \quad (2.23)$$

Ces deux dernières équations constituent la base théorique de la télédétection.

2.4.2. Equation de transfert radiatif dans l'infrarouge thermique :

Dans le domaine de la télédétection infrarouge thermique, on peut faire une approximation qui consiste à négliger la diffusion dans cette région spectrale [24], [29]. Dans ce cas ; nous pouvons négliger la fonction source de diffusion dans l'équation de transfert radiatif (2.18), et le coefficient d'extinction devient égale à celui d'absorption ($\sigma_{e\lambda} = \sigma_\lambda^{abs}$), et l'albédo de diffusion simple devient nul. Selon ces conditions l'équation de transfert radiatif dans l'infrarouge thermique devient [29] :

$$\mu \frac{dL_\lambda(z, \mu, \varphi)}{dz} = -\sigma_\lambda^{abs}(z) \cdot \{L_\lambda(z, \mu, \varphi) - B_\lambda[T(z)]\} \quad (2.24)$$

Où $B_\lambda[T(z)]$ est fonction de Planck, elle représente ici la source d'émission dans l'hypothèse d'équilibre thermodynamique.

Donc le système d'équation (2.23) devient :

$$\begin{cases} L_\lambda^\uparrow(\sigma_\lambda, u, \varphi) = L_\lambda^\uparrow(\sigma_\lambda^*, u, \varphi) \cdot \exp\left(-\frac{\sigma_\lambda^* - \sigma_\lambda}{u}\right) + \frac{1}{u} \int_{\sigma_\lambda}^{\sigma_\lambda^*} B[\lambda, T(\sigma_\lambda)] \exp\left(-\frac{\sigma_\lambda - \sigma_\lambda^*}{u}\right) d\sigma_\lambda \\ L_\lambda^\downarrow(\sigma_\lambda, u, \varphi) = L_\lambda^\downarrow(0, u, \varphi) \cdot \exp\left(-\frac{\sigma_\lambda}{u}\right) + \frac{1}{u} \int_0^{\sigma_\lambda} B[\lambda, T(\sigma_\lambda)] \exp\left(-\frac{\sigma_\lambda - \sigma_\lambda^*}{u}\right) d\sigma_\lambda \end{cases} \quad (2.25)$$

Si on utilise la notion de transmittance entre deux altitudes z_1 et z_2 , pour une direction de propagation $s(\theta, \varphi)$, définie par :

$$\tau_\lambda(z_1, z_2, u, \varphi) = \exp\left(-\frac{\sigma_\lambda(z_1) - \sigma_\lambda(z_2)}{u}\right) \quad (2.26)$$

La luminance atmosphérique ascendante dans l'infrarouge thermique avec le retour à la variable z , devient:

$$L_\lambda^\uparrow(z, u, \varphi) = L_\lambda^\uparrow(0, u, \varphi) \cdot \tau(0, z, u, \varphi) + \int_0^z B[\lambda, T(z')] \cdot \frac{d\tau_\lambda(z, z', u, \varphi)}{dz'} dz' \quad (2.27)$$

La luminance atmosphérique descendante dans l'infrarouge thermique avec le retour à la variable z , devient:

$$L_\lambda^\downarrow(z, u, \varphi) = L_\lambda^\downarrow(z_\infty, u, \varphi) \tau(z, z_\infty, u, \varphi) - \int_z^{z_\infty} B[\lambda, T(z')] \frac{d\tau_\lambda(z, z', u, \varphi)}{dz'} dz' \quad (2.28)$$

2.4.3. Luminance à la fenêtre d'un radiomètre infrarouge thermique hors atmosphère :

La luminance à la fenêtre d'un radiomètre infrarouge thermique hors atmosphère contient trois composantes ; la luminance atmosphérique ascendante, la luminance de surface et la luminance atmosphérique descendante réfléchiée par la surface, ces deux dernières composantes sont atténuées par l'atmosphère. De manière générale et d'après l'équation (2.27) on peut écrire la luminance à la fenêtre d'un radiomètre infrarouge thermique hors atmosphère comme suite :

$$L_{sat,\lambda}(\theta, \varphi) = \tau_\lambda(\theta, \varphi) \cdot L_{sur,\lambda}(T_s, \theta, \varphi) + L_{atm,\lambda}^\uparrow(\theta, \varphi) \quad (2.29)$$

Où : $L_{atm,\lambda}^{\uparrow}(\theta, \varphi)$ est la luminance atmosphérique ascendante, elle est donnée par :

$$L_{atm,\lambda}^{\uparrow}(\theta, \varphi) = \int_0^{z_{\infty}} B[\lambda, T(z)] \cdot \frac{\partial \tau_{\lambda}(z, z, \theta, \varphi)}{\partial z} dz \quad (2.30)$$

$\tau_{\lambda}(\theta, \varphi)$ est la transmittance total de l'atmosphère dans la direction $s(\theta, \varphi)$.

$L_{sur,\lambda}(T_s, \theta, \varphi)$ est la luminance totale de surface, dans le cas d'une surface Lambertienne elle est donnée par :

$$L_{sur,\lambda}(T_s, \theta, \varphi) = \varepsilon(\theta, \varphi)B[\lambda, T_s] + [1 - \varepsilon(\theta, \varphi)]L_{atm,\lambda}^{\downarrow} \quad (2.31)$$

Où : $L_{atm,\lambda}^{\downarrow}$ est la luminance atmosphérique descendante de l'atmosphère, elle est donnée par :

$$L_{atm,\lambda}^{\downarrow} = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \int_{z_{\infty}}^0 B[\lambda, T(z)] \frac{\partial \tau_{\lambda}(z, z, \theta, \varphi)}{\partial z} dz \sin(\theta_i) \cos(\theta_i) d\theta_i d\varphi_i \quad (2.32)$$

La figure 2.10 explique les différentes composantes de la luminance à la fenêtre d'un radiomètre infrarouge thermique hors atmosphère.

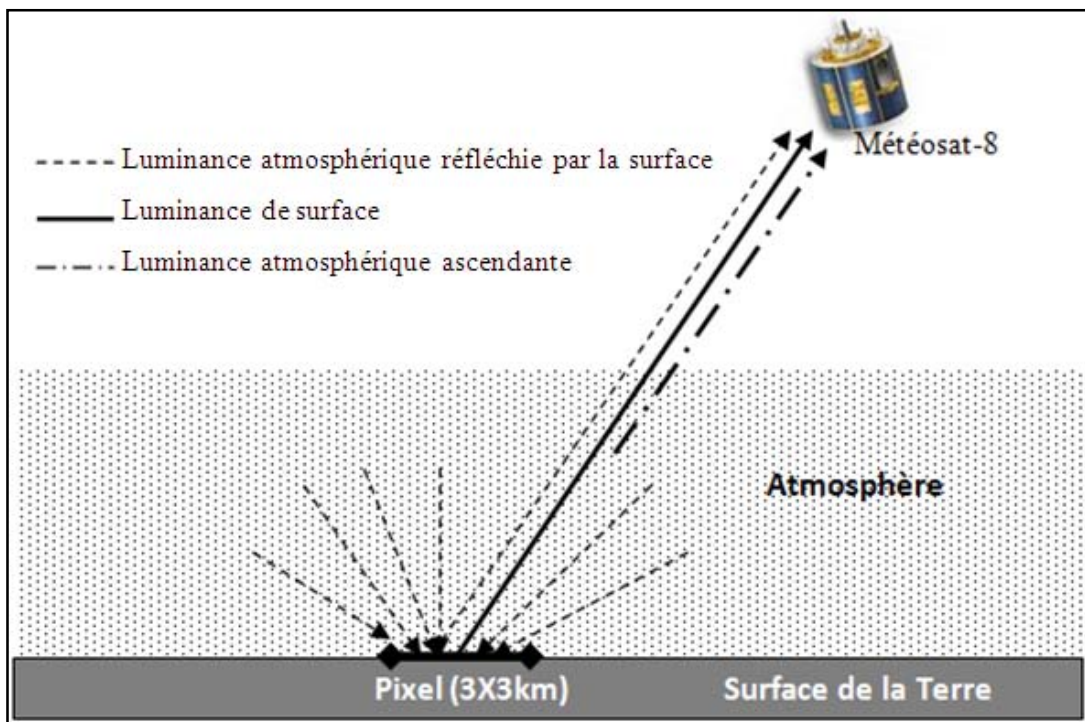


Figure 2.10 : Luminance totale au niveau de Météosat.

Chapitre III

Etude et analyse des
effets atmosphériques
sur le signal mesuré par
le satellite

3.1. Introduction :

Comme nous l'avons vu au chapitre 2, la température de brillance observée par le satellite est différente de la température de surface à cause des effets atmosphériques. Dans ce cadre, nous étudierons dans ce chapitre l'impact des effets atmosphériques sur le signal mesuré par le satellite dans le domaine infrarouge thermique. Nous étudierons les effets de la vapeur d'eau et de l'aérosol à cause de leurs grands effets sur les températures de brillance au niveau du satellite [8]. Les effets des autres gaz comme O₃ et CO₂ peuvent être négligés dans le domaine infrarouge thermique 8-13μm [17] (c'est-à-dire dans le canal infrarouge de Météosat-7 et dans les deux canaux IR10.8 et IR12 de MSG-1).

3.2. L'effet de la situation atmosphérique sur le signal mesuré par le satellite :

La température de brillance au niveau du satellite est très sensible à l'état thermodynamique de l'atmosphère : profil de température et de la vapeur d'eau [33]. Dans la suite, l'expression "situation atmosphérique" fera référence à ces variables. Dans notre étude, afin d'étudier l'effet de la situation atmosphérique dans l'infrarouge thermique, on utilisera le code de transfert radiatif 4A. Le code 4A permet de simuler les transmittances et les luminances atmosphériques dans l'infrarouge thermique. Les principaux paramètres d'entrée de 4A sont les profils atmosphériques, la géométrie de la situation considérée et le domaine spectral considéré. Ainsi, dans cette étude on utilisera l'équation de transfert radiatif (2.29) qui exige la connaissance de la transmittance et des luminances atmosphériques.

3.2.1. Calcul de la transmittance τ_i et des luminances atmosphériques – L'approche de 'Roberts':

Dans notre étude, la transmittance spectrale d'une couche atmosphérique dans le domaine infrarouge thermique a été calculée par la loi de Bouguer suivante :

$$\tau_\lambda = \exp\left(-\frac{\sigma_\lambda \cdot z}{\cos\theta}\right) \quad (3.1)$$

Où θ est l'angle de visée du satellite, z est la longueur du chemin optique pour une visée au nadir, σ_λ est le coefficient d'extinction totale due au continuum de la vapeur d'eau.

Le coefficient σ_λ a été calculé selon la formule de Roberts et al. [34], qui est donné par la forme (en m^{-1}) [35]:

$$\sigma_{\lambda} = C(\lambda, T) \cdot \rho \cdot [e + \gamma \cdot (P - e)] \quad (3.2)$$

Où P est la pression totale (kPa) d'une couche atmosphérique donnée, ρ est la masse volumique de la vapeur d'eau (kg/m^3), e est la pression partielle de la vapeur d'eau (kPa), et $\gamma = 0.002$. Le coefficient du continuum $C(\lambda, T)$ est donné par :

$$C(\lambda, T) = C_0(\lambda) \cdot \exp \left[1800 \cdot \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{296} \right) \right] \quad (3.2a)$$

avec:

$$C_0(\lambda) = 4.124 \times 10^{-3} + 5.509 \cdot \exp \left(\frac{-78.7}{\lambda} \right) \quad (3.2b)$$

où λ est la longueur d'onde (μm).

Afin de calculer la transmittance totale de l'atmosphère nous avons multiplié les différentes transmittances des couches atmosphériques entre eux, et pour calculer la transmittance totale moyenne dans un canal i d'un radiomètre nous avons utilisé la formule suivante :

$$\tau_i = \frac{\int f_i(\lambda) \cdot \tau_{\lambda} \cdot d\lambda}{\int f_i(\lambda) \cdot d\lambda} \quad (3.3)$$

Où $f_i(\lambda)$ représente la réponse spectrale du canal i .

Après le calcul de la transmittance atmosphérique τ_i nous avons pu calculer la luminance atmosphérique ascendante L_{atm}^{\uparrow} et la luminance atmosphérique descendante L_{atm}^{\downarrow} avec une bonne approximation en utilisant les formules suivantes [27] :

$$L_{atm}^{\uparrow} = (1 - \tau) \cdot B(T_a) \quad (3.4)$$

$$L_{atm}^{\downarrow} = (1 - \tau) \cdot B(T_a) \quad (3.5)$$

Afin de calculer l'épaisseur d'une couche atmosphérique z , décrit dans la formule de la transmittance (équation 3.1), à partir des données de pression nous pouvons utiliser l'équation hydrostatique [26]:

$$dz = - \frac{1}{\rho_a \cdot g} dP \quad (3.6)$$

où : g est l'accélération de la pesanteur de la Terre, ρ_a est la masse volumique de l'air elle est donnée par :

$$\rho_{air} = \frac{m}{V} = \frac{n \cdot M}{V} = \frac{n \cdot M}{\frac{n \cdot R \cdot T}{P}} = \frac{M \cdot P}{R \cdot T} \quad (3.7)$$

où :

$$R = 8.31434 \text{ J mol}^{-1}\text{K}^{-1}$$

$M = (1 + C_{H_2O})M_a$ est la masse molaire.

$M_a = 28.9644 \times 10^{-3} \text{ kg mol}^{-1}$ est la masse molaire de l'air sec.

C_{H_2O} est la concentration de la vapeur d'eau (g/g).

D'après les équations (3.6) et (3.7) on peut écrire :

$$dz = - \frac{R \cdot T(P) dP}{M \cdot g P} \quad (3.8)$$

En intégrant l'équation (3.8) entre les deux niveaux z_0 et z_1 (atmosphère isotherme), on trouve :

$$z = z_1 - z_0 = \frac{R}{M \cdot g} \cdot \bar{T} \cdot \ln \frac{p_0}{p_1} \quad (3.9)$$

Ainsi on peut réécrire l'équation (3.9) sous la forme :

$$z = z_1 - z_0 = \frac{29.26134}{(1 + \bar{C}_{H_2O})} \cdot \bar{T} \cdot \ln \frac{p_0}{p_1} \quad (3.10)$$

où \bar{T} et \bar{C}_{H_2O} sont la température moyenne et la concentration de la vapeur d'eau moyenne entre les deux niveaux z_0 et z_1 .

Remarque : Dans tout ce qui suit, on appellera approche de 'Roberts' sur tous les calculs de la transmittance et des luminances atmosphériques qui ont été faits en utilisant la formule de Roberts et al. [34].

3.2.2. Variation spectral de la température de brillance et de la luminance au niveau de MSG-1 :

3.2.2.1. Variation de la température de brillance en fonction du nombre d'onde :

Comme nous l'avons vu précédemment, la température de brillance est définie comme étant la température obtenue par inversion de la fonction de Planck en considérant que le milieu observé est un corps noir. D'après cette définition, on peut déduire que la

température de brillance dépend de la longueur d'onde (ou nombre d'onde). En utilisant le code de transfert radiatif 4A, nous avons représenté sur la figure 3.1 la variation de la température de brillance et la variation de la réponse spectrale de huit canaux de MSG-1 en fonction du nombre d'onde pour une atmosphère de type tropicale (TIGR, n°24). On remarque que les deux canaux infrarouges thermiques ch09 et ch10 (IR10.8 et IR12) de MSG-1 se situent dans une fenêtre atmosphérique entre 760 et 1000 cm^{-1} correspondant des températures de brillance chaudes. Dans cette fenêtre l'absorption est due essentiellement à la vapeur d'eau H_2O et de façon négligeable par l'ozone O_3 et le dioxyde de carbone CO_2 .

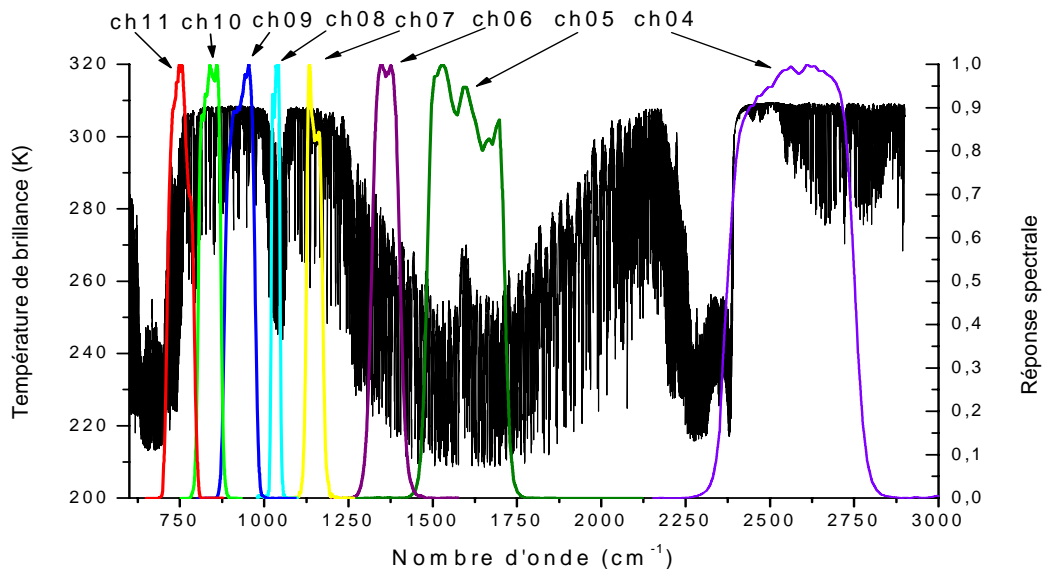


Figure 3.1 : Variation de la température de brillance et de la réponse spectrale de huit canaux de MSG-1 en fonction du nombre d'onde, calcul réalisé avec le code 4A, $T_s = 310K$, $\varepsilon = 0.98$, $\theta = 0^\circ$, $\Delta\lambda = 0.1cm^{-1}$.

3.2.2.2. Influence de l'atmosphère sur la luminance spectrale au niveau de MSG-1:

Pour un profil atmosphérique de type moyenne latitude été (TIGR, n°=916), nous avons représenté sur la figure 3.2 ; d'une part la variation de la luminance spectrale de surface de la mer au niveau de MSG-1 (pour $T_s = 300K$) en fonction du nombre d'onde, et d'autre part la variation de la luminance spectrale de surface de la mer avant les effet atmosphériques ou bien la fonction de Planck (pour $T_s = 260, 270, 280, 290, 300, 310, 320$ et $330K$) en fonction du nombre d'onde. Le calcul de la luminance spectrale de surface de

la mer au niveau de MSG-1 a été fait en utilisant le code de transfert radiatif 4A. La figure montre clairement l'influence de l'atmosphère sur la luminance au niveau de MSG-1 (voir la courbe de la luminance et la courbe de la fonction de Planck à la température de surface $T_s = 300K$). On remarque que dans les deux bandes passantes ch09 et ch10 (IR10.8 et IR12) qu'il y a un peu d'influence sur la luminance au niveau de MSG-1. On remarque aussi que l'influence de l'atmosphère dans le canal ch10 (IR12) est plus grande que celle dans le canal ch09. Les courbes de la fonction de Planck montrent que cette dernière varie de façon croissante avec la température. Ces courbes avec la courbe de la luminance, montrent aussi que l'influence de l'atmosphère sur la température de brillance peut atteindre $8^\circ C$ pour ce profil atmosphérique utilisé.

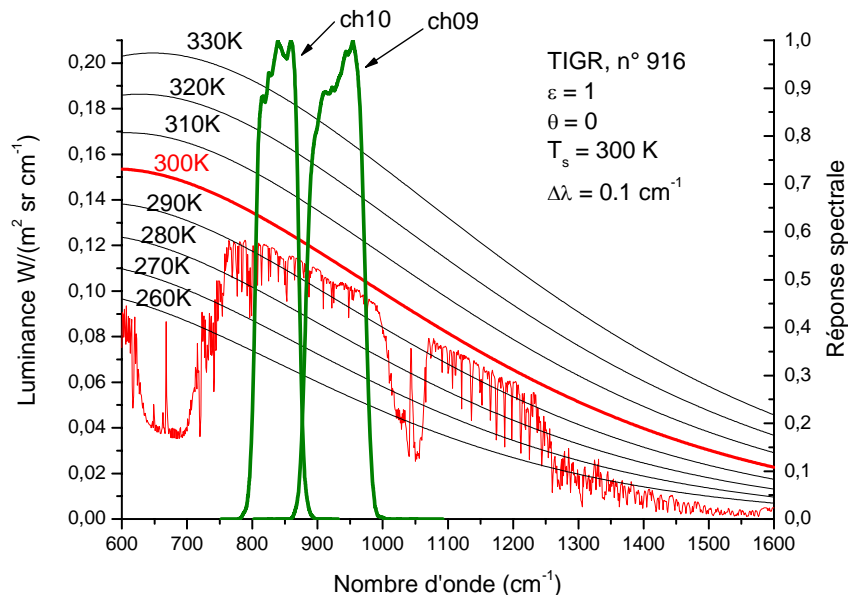


Figure 3.2 : Variation de la luminance au niveau de MSG-1 ($T_s = 300K$) et la fonction de Planck ($T_s = 260, 270, 280, 290, 300, 310, 320$ et $330K$) en fonction du nombre d'onde.

3.2.3. Évolution de la température de brillance au niveau de MSG-1:

3.2.3.1. Évolution de la température de brillance des canaux IR10.8 et IR12 en fonction de la température de surface :

Pour une surface de type sol brun limoneux, nous avons représenté sur la figure 3.3 l'évolution de la température de brillance des canaux IR10.8 et IR12 en fonction de la température de surface pour un contenu atmosphérique en vapeur d'eau égale à 3.32 g/cm^2 . Les températures de brillances ont été calculées par inversion de la fonction

de Planck à partir de l'équation de transfert radiatif en utilisant l'approche de 'Roberts'. La figure 3.3 montre que la température de brillance de chaque canal varie de façon croissante avec la température de surface. La même figure montre aussi l'influence de l'atmosphère sur la température de brillance au niveau du satellite. On observe que la température de brillance du canal IR10.8 est égale à la température de brillance du canal IR12 au point d'intersection des deux courbes pour une température de surface donnée T_x . Pour les températures de surface $T_s > T_x$ on observe que la température de brillance du canal IR10.8 est plus grande que la température de brillance du canal IR12. Par ailleurs, pour les températures de surface $T_s < T_x$ on observe que la température de brillance du canal IR12 est plus grande que la température de brillance du canal IR10.8.

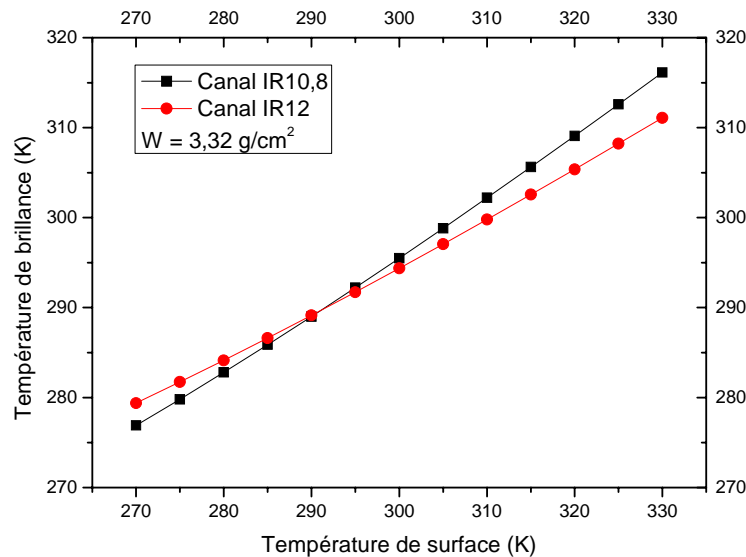


Figure 3.3 : Évolution de la température de brillance des canaux IR10.8 et IR12 en fonction de la température de surface.

3.2.3.2. Evolution de la différence entre la température de surface et la température de brillance en fonction de la température de surface:

Les figures 3.4 et 3.5 représentent l'évolution de la différence entre la température de surface et la température de brillance en fonction de la température de surface pour deux valeurs différentes du contenu atmosphérique en vapeur d'eau et pour une surface de type sol brun limoneux. Les températures de brillances ont été calculées par inversion de la fonction de Planck à partir de l'équation de transfert radiatif en utilisant l'approche de 'Roberts'. Ces figures montrent que cette différence est une fonction de la température de surface et du profil atmosphérique utilisé. Les valeurs de température aux points neutres

montrent que dans ces points l'effet atmosphérique dû à l'absorption est égale à l'effet atmosphérique dû à l'émission. On remarque, dans les mêmes figures, que la différence entre la température de surface et la température de brillance augmente si la température de surface s'éloigne du point neutre.

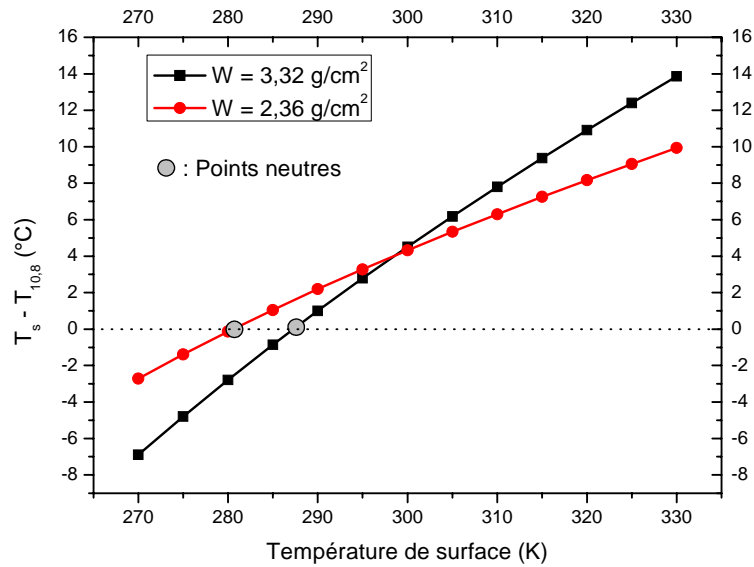


Figure 3.4 : Évolution de la différence entre la température de surface et la température de brillance du canal IR10.8 en fonction de la température de surface.

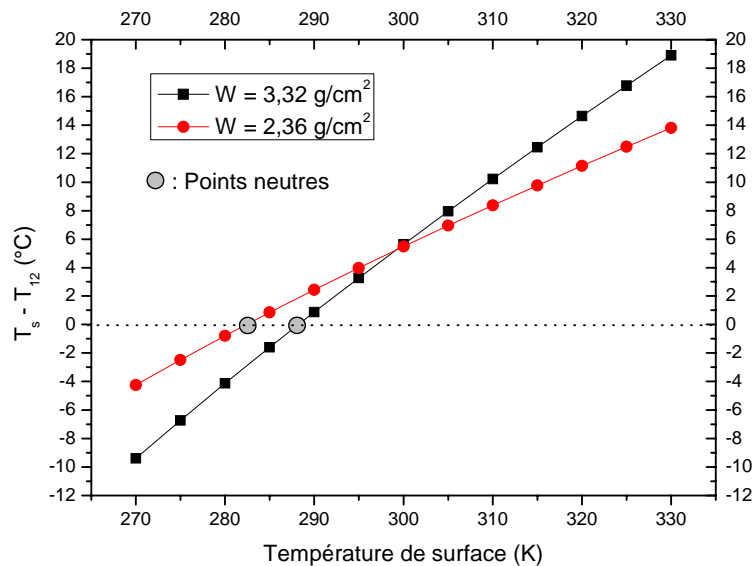


Figure 3.5 : Évolution de la différence entre la température de surface et la température de brillance du canal IR12 en fonction de la température de surface.

3.3. Estimation du contenu intégré en vapeur d'eau à partir des données satellitaires :

Le contenu intégré en vapeur d'eau est un facteur fortement exigé pour l'amélioration de la précision d'estimation de la température de surface à partir des données satellitaires dans l'infrarouge thermique [36].

Comme nous l'avons vu précédemment, l'atmosphère perturbe le rayonnement infrarouge thermique émis par la surface terrestre et ensuite ce rayonnement atteint le radiomètre du satellite. Les effets atmosphériques dans l'infrarouge thermique sont en grande partie influencés par le contenu intégré en vapeur d'eau entre la surface terrestre et le satellite. Selon l'équation (1.7), cette grandeur peut être calculée à l'aide des profils de température et d'humidité donnés par les radiosondages. De ce fait, l'interprétation des résultats nécessitait la connaissance de cette grandeur. Mais le problème c'est que ces mesures de radiosondage sont limitées dans le temps et dans l'espace. Donc on propose dans cette étude une méthode qui permet d'estimer le contenu intégré en vapeur d'eau à des échelles spatiales allant de la dimension d'une région à celle d'un pays et à des échelles de temps allant du jour à l'année. Cette méthode exige seulement la connaissance des températures de brillance des canaux IR10.8 et IR12 de MSG1-SEVIRI.

3.3.1. Données :

3.3.1.1. Données issues de radiosondage :

Dans cette étude, nous avons utilisé les mesures du contenu intégré en vapeur d'eau issues de radiosondage pour valider nos résultats. Les données de radiosondages sont obtenues à partir de 10 sites sélectionnés pour l'année 2006 (voir le tableau 3.1 et la figure 3.6). Les fichiers de données de radiosondage ont été téléchargés à partir du site web de météo édité par l'Université de Wyoming (<http://weather.uwyo.edu>).

3.3.1.2. Données issues d'AERONET :

Le contenu intégré en vapeur d'eau mesuré en 2006 à partir de 4 sites sélectionnés par AERONET (Tableau 3.1 et Figure 3.6) a été aussi utilisé dans cette étude pour valider nos résultats. AERONET est un réseau de photomètres solaires basés au sol qui permet de mesurer les propriétés des aérosols atmosphériques et aussi le contenu intégré en vapeur d'eau.

Numéro du site	Nom	Latitude	Longitude	Elévation (m)
<i>Les sites de radiosondage</i>				
1	Madrid	40.50° N	03.58° W	633
2	Nimes Courbessac	43.86° N	04.40° E	62
3	Milano	45.43° N	09.28° E	103
4	Dar El Beida	36.68° N	03.21° E	29
5	Bechar	31.50° N	02.25° W	816
6	Tindouf	27.70° N	08.16° W	439
7	In Salah	27.23° N	02.50° E	269
8	Tamanrasset	22.78° N	05.51° E	1378
9	Dakar	14.73° N	17.50° W	24
10	Niamey	13.48° N	02.16° E	227
<i>Les sites d'AERONET</i>				
11	Blida	36.51° N	02.88° E	230
12	Ras El Ain	31.67° N	07.60° W	570
13	Agoufou	15.35° N	01.48° W	305
14	IER Cinzana	13.28° N	05.93° W	285

Tableau 3.1 Les informations géographiques des sites sélectionnés.

3.3.2. La région d'étude :

La région d'étude couvre l'Afrique du Nord, le bassin méditerranéen et l'Europe du Sud. Il contient différents types de surface: surface de la mer, surface du sol et surface de la végétation. La figure 3.6 représente l'image de la région d'étude et les sites sélectionnés (image issue du canal IR12 de MSG-1 en température de brillance, le 15 Mars 2006 à 12:00 TU).

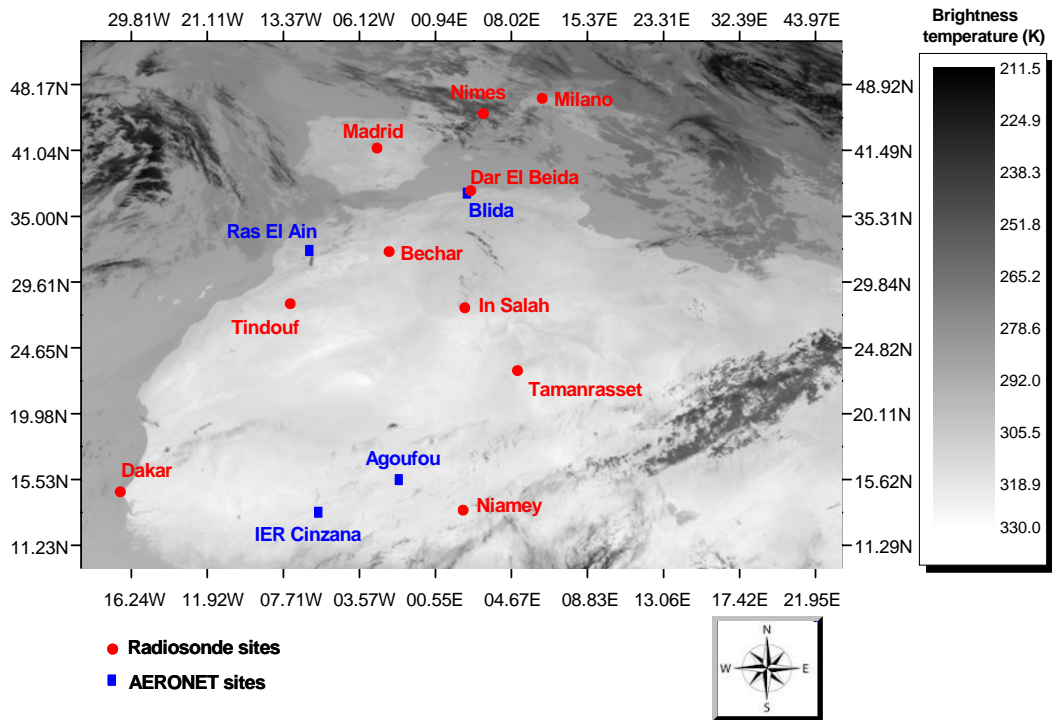


Figure 3.6 L'image de la région d'étude et les sites sélectionnés, image du canal IR12 de MSG-1 du 15 Mars 2006 à 12:00 TU

3.3.3. Méthode :

La méthode d'estimation du contenu intégré en vapeur d'eau peut être divisée en deux parties. Dans la première partie, nous estimons le rapport de la transmittance entre les deux canaux IR10.8 et IR12 de MSG1-SEVIRI. Dans la deuxième partie, nous établissons une relation entre le rapport de la transmittance et le contenu intégré en vapeur d'eau. Selon Kleespies et McMillin [37], on peut résumer ces deux parties comme suit :

Si on considère une atmosphère claire sous l'équilibre thermodynamique local, donc à partir de l'équation (2.29) on peut écrire la luminance normalisée mesurée par un radiomètre infrarouge thermique sous la forme suivante [38] :

$$L_{sat} = B(T_b) = \tau \varepsilon B(T_s) + \tau(1 - \varepsilon)L_{atm}^{\downarrow} + L_{atm}^{\uparrow} \quad (3.11)$$

où T_b est la température de brillance, τ est la transmission atmosphérique, ε est l'émissivité de la surface, $B(T_s)$ est la fonction de Planck à la température de surface T_s , L_{atm}^{\uparrow} et L_{atm}^{\downarrow}

sont respectivement la luminance atmosphérique ascendante et la luminance atmosphérique descendante.

On considère maintenant des observations d'une surface terrestre à partir des canaux IR10.8 et IR12 de MSG1-SEVIRI sous conditions de ciel clair sans nuages et sous deux conditions d'observations a et b. Les conditions d'observation a et b sont utilisables si la température de surface change de façon marquée et si la situation atmosphérique ne change pas. Les observations qui satisfont ces deux conditions peuvent être obtenues par un instrument qui peut détecter le rayonnement infrarouge émis par la surface terrestre (pour la même zone géographique) à deux moments légèrement différents au cours d'une période où la température de surface change rapidement. On peut donc réécrire l'équation (3.11) pour les deux canaux IR10.8 et IR12 de MSG1-SEVIRI et pour deux conditions d'observations (a et b) suivantes :

$$B_{10.8}(T_{10.8}^a) = \tau_{10.8} \cdot \varepsilon_{10.8}^a \cdot B_{10.8}(T_s^a) + \tau_{10.8}(1 - \varepsilon_{10.8}^a)L_{atm,10.8}^\downarrow + L_{atm,10.8}^\uparrow \quad (3.11a)$$

$$B_{10.8}(T_{10.8}^b) = \tau_{10.8} \cdot \varepsilon_{10.8}^b \cdot B_{10.8}(T_s^b) + \tau_{10.8}(1 - \varepsilon_{10.8}^b)L_{atm,10.8}^\downarrow + L_{atm,10.8}^\uparrow \quad (3.11b)$$

$$B_{12}(T_{12}^a) = \tau_{12} \cdot \varepsilon_{12}^a \cdot B_{12}(T_s^a) + \tau_{12}(1 - \varepsilon_{12}^a)L_{atm,12}^\downarrow + L_{atm,12}^\uparrow \quad (3.11c)$$

$$B_{12}(T_{12}^b) = \tau_{12} \cdot \varepsilon_{12}^b \cdot B_{12}(T_s^b) + \tau_{12}(1 - \varepsilon_{12}^b)L_{atm,12}^\downarrow + L_{atm,12}^\uparrow \quad (3.11d)$$

Les valeurs de l'émissivité de surface aux différents moments sont les mêmes (l'émissivité de surface ne change pas rapidement avec le temps sauf sur l'échelle des semaines ou des mois). Par conséquent nous négligeons le changement de l'émissivité de surface entre les deux conditions d'observations a et b. Si on calcule la différence (3.11a)-(3.11b), et (3.11c)-(3.11d), on obtient :

$$B_{10.8}(T_{10.8}^a) - B_{10.8}(T_{10.8}^b) = \tau_{10.8} \left(\varepsilon_{10.8} \cdot B_{10.8}(T_s^a) - \varepsilon_{10.8} \cdot B_{10.8}(T_s^b) \right) \quad (3.12a)$$

$$B_{12}(T_{12}^a) - B_{12}(T_{12}^b) = \tau_{12} \left(\varepsilon_{12} \cdot B_{12}(T_s^a) - \varepsilon_{12} \cdot B_{12}(T_s^b) \right) \quad (3.12b)$$

Si on divise (3.12b) par (3.12a), on peut extraire le rapport de la transmittance comme :

$$\frac{\tau_{12}}{\tau_{10.8}} = \left(\frac{B_{12}(T_{12}^a) - B_{12}(T_{12}^b)}{B_{10.8}(T_{10.8}^a) - B_{10.8}(T_{10.8}^b)} \right) \left(\frac{\varepsilon_{10.8} \cdot B_{10.8}(T_s^a) - \varepsilon_{10.8} \cdot B_{10.8}(T_s^b)}{\varepsilon_{12} \cdot B_{12}(T_s^a) - \varepsilon_{12} \cdot B_{12}(T_s^b)} \right) \quad (3.13a)$$

On trouve donc :

$$\frac{\tau_{12}}{\tau_{10.8}} = \left(\frac{B_{12}(T_{12}^a) - B_{12}(T_{12}^b)}{B_{10.8}(T_{10.8}^a) - B_{10.8}(T_{10.8}^b)} \right) \left(\frac{\varepsilon_{10.8}}{\varepsilon_{12}} \right) \left(\frac{B_{10.8}(T_s^a) - B_{10.8}(T_s^b)}{B_{12}(T_s^a) - B_{12}(T_s^b)} \right) \quad (3.13b)$$

Si on utilise un développement limité au premier ordre de la fonction de Planck au voisinage de la température moyenne :

$$B_\lambda(T) = B_\lambda(\bar{T}) + \frac{\partial B_\lambda(\bar{T})}{\partial T} (T - \bar{T}) + \dots \quad (3.14)$$

On obtient alors la formule suivante:

$$\begin{aligned} \frac{\tau_{12}}{\tau_{10.8}} = & \frac{\left[B_{12}(\bar{T}) + \frac{\partial B_{12}(\bar{T})}{\partial T} (T_{12}^a - \bar{T}) \right] - \left[B_{12}(\bar{T}) + \frac{\partial B_{12}(\bar{T})}{\partial T} (T_{12}^b - \bar{T}) \right]}{\left[B_{10.8}(\bar{T}) + \frac{\partial B_{10.8}(\bar{T})}{\partial T} (T_{10.8}^a - \bar{T}) \right] - \left[B_{10.8}(\bar{T}) + \frac{\partial B_{10.8}(\bar{T})}{\partial T} (T_{10.8}^b - \bar{T}) \right]} \times \frac{\varepsilon_{10.8}}{\varepsilon_{12}} \\ & \times \frac{\left[B_{10.8}(\bar{T}) + \frac{\partial B_{10.8}(\bar{T})}{\partial T} (T_s^a - \bar{T}) \right] - \left[B_{10.8}(\bar{T}) + \frac{\partial B_{10.8}(\bar{T})}{\partial T} (T_s^b - \bar{T}) \right]}{\left[B_{12}(\bar{T}) + \frac{\partial B_{12}(\bar{T})}{\partial T} (T_s^a - \bar{T}) \right] - \left[B_{12}(\bar{T}) + \frac{\partial B_{12}(\bar{T})}{\partial T} (T_s^b - \bar{T}) \right]} \end{aligned}$$

Donc, cette dernière formule peut être aussi écrite comme suit :

$$\frac{\tau_{12}}{\tau_{10.8}} = \left(\frac{T_{12}^a - T_{12}^b}{T_{10.8}^a - T_{10.8}^b} \right) \left(\frac{\varepsilon_{10.8}}{\varepsilon_{12}} \right) \quad (3.15)$$

Pour la plupart des surfaces $\varepsilon_{10.8} = \varepsilon_{12}$ est une bonne approximation et la dernière formule se réduit à :

$$\frac{\tau_{12}}{\tau_{10.8}} = \frac{T_{12}^a - T_{12}^b}{T_{10.8}^a - T_{10.8}^b} \quad (3.16)$$

La dernière formule représente l'expression finale du rapport de la transmittance. Le contenu intégré en vapeur d'eau (W) peut être déterminée facilement en fonction du rapport de la transmittance en utilisant la méthode des moindres carrés et peut être écrite sous la forme [37], [39] :

$$W = fct \left(\frac{T_{12}^a - T_{12}^b}{T_{10.8}^a - T_{10.8}^b} \right) \quad (3.17)$$

où fct est une fonction.

3.3.4. Résultats, validation et application :

3.3.4.1. La relation entre le rapport de la transmittance et le contenu intégré en vapeur d'eau :

Pour trouver la relation entre le rapport de la transmittance et le contenu intégré en vapeur d'eau, les étapes suivantes ont été réalisées:

Premièrement, nous avons sélectionné seulement 1531 profils atmosphériques en ciels clairs à partir de la base de données TIGR où les profils avec une humidité relative à l'un des niveaux supérieurs à 90% dans TIGR ont été considérés comme nuageux.

Deuxièmement, tous les profils d'humidité sélectionnés de la base de données TIGR ont été intégrés verticalement pour calculer les vraies valeurs du contenu intégré en vapeur d'eau. Figure 3.7 montre la distribution de ces valeurs pour 1531 atmosphères sélectionnées. Ces profils atmosphériques représentent un ensemble élargi de situations atmosphériques et sont évidemment crédibles pour trouver la relation entre le contenu intégré en vapeur d'eau et le rapport de la transmittance.

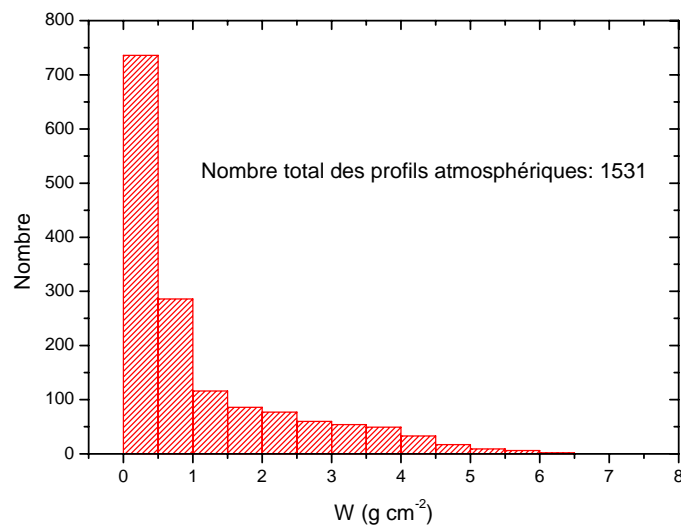


Figure 3.7 : Histogramme du contenu intégré en vapeur d'eau dans les 1531 profils atmosphériques sélectionnés de la base de données TIGR.

Troisièmement, l'approche de 'Roberts' a été couplé avec les profils de température et d'humidité de la base de données TIGR pour simuler la transmission atmosphérique dans les canaux IR10.8 et IR12. Ensuite, nous avons utilisé la méthode des moindres carrés pour trouver la relation entre le rapport de transmission et le contenu intégré en vapeur d'eau en

utilisant les 1531 profils atmosphériques sélectionnés de la base de données TIGR pour différents angles de vision ($\theta = 0, 10, 20, 30, 40$ et 50°).

Les résultats obtenus montrent que la relation entre le contenu intégré en vapeur d'eau et le rapport de transmission est une formule polynomiale de troisième ordre, et comme exemple nous avons représenté sur la figure 3.8 la variation du contenu intégré en vapeur d'eau pour un angle de vision $\theta = 80^\circ$. Donc la relation entre le contenu intégré en vapeur d'eau et le rapport de transmission peut être écrite comme suit:

$$W = a r^3 + b r^2 + c r + d \quad (3.18)$$

où:

$$r = \frac{T_{12}^a - T_{12}^b}{T_{10.8}^a - T_{10.8}^b}$$

Les coefficients a, b, c et d de l'équation (3.18) sont dépendant de l'angle de vision du satellite (θ), la figure 3.9 représente les courbes d'ajustement des coefficients a, b, c et d en fonction de θ . Nous avons trouvé une formule polynomiale de troisième ordre entre ces coefficients et θ . Ainsi, ces coefficients peuvent être calculés comme suit:

$$a = -0.000299992 \theta^3 + 0.0365 \theta^2 - 0.02253 \theta - 85.17$$

$$b = 0.000729268 \theta^3 - 0.08568 \theta^2 - 0.03185 \theta + 192.40848$$

$$c = -0.000570985 \theta^3 + 0.06616 \theta^2 + 0.12204 \theta - 155.98939$$

$$d = 0.000141237 \theta^3 - 0.01694 \theta^2 - 0.06817 \theta + 48.80061$$

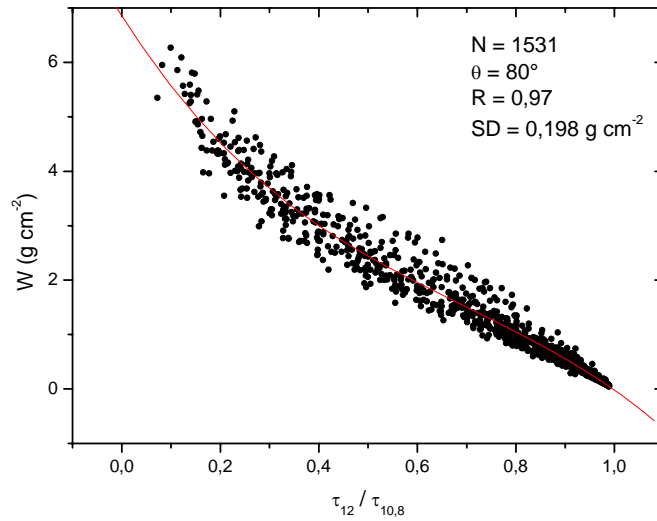


Figure 3.8 : Variation du contenu intégré en vapeur d'eau pour 1531 profils atmosphériques sélectionnés (ciel clair) en fonction du rapport de transmittance ($\tau_{12}/\tau_{10.8}$), l'angle de visée $\theta = 80^\circ$.

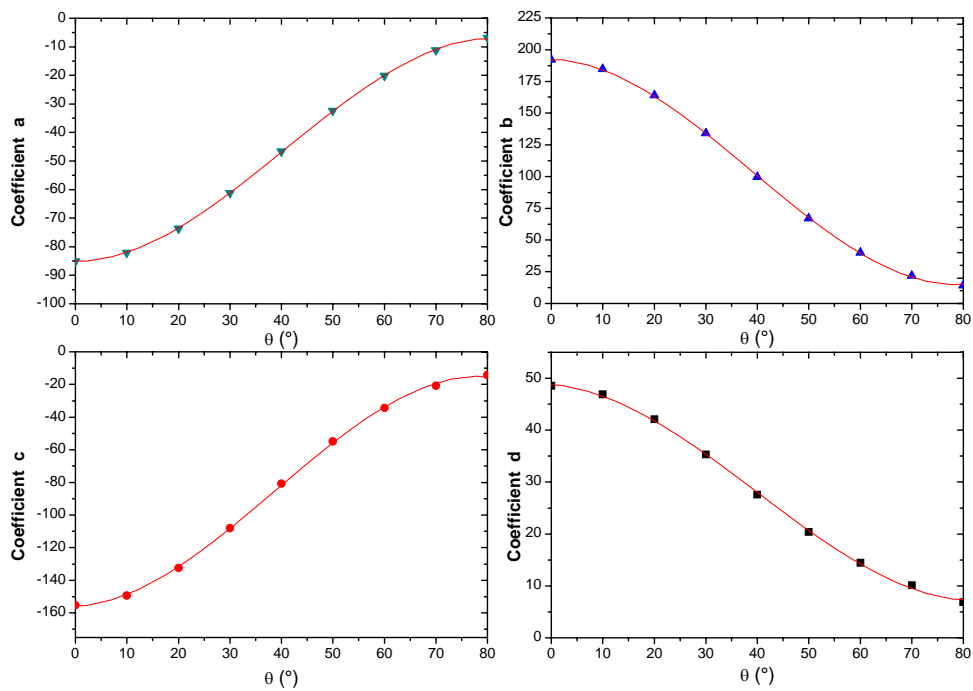


Figure 3.9 : Les coefficients a, b, c et d de la formule polynomiale de troisième ordre en fonction de l'angle de vision.

3.3.4.2. Validation et application :

Les observations de radiosondage de 10 sites sélectionnés (décrites dans la partie de données) ont été utilisées dans ce travail pour calculer le contenu intégré en vapeur d'eau et pour valider nos résultats. En outre, les valeurs du contenu intégré en vapeur d'eau mesurées par AERONET dans 4 sites sélectionnés (voir la partie de données) ont été utilisées pour valider les résultats. Dans les deux cas précédents, la validation du contenu intégré en vapeur d'eau ont été faite en utilisant les données de cinq jours sélectionnés (15 Janvier, 15 Février, 15 Mars, 15 juillet et 15 août) en 2006 à 12:00 TU. Pour l'application pratique de la méthode proposée, nous avons sélectionné les données d'entrée comme suivantes: 1) la mesure sans nuage disponible pour le pixel étudié, 2) les températures de brillance d'entrée utilisées sont vérifiées par la condition d'une variation supérieure à environ 5K au cours du cycle journalier (pour plus détail voir la référence [39]), et 3) le rapport de transmittance est compris entre 0 et 1.

La figure 3.10 montre la comparaison entre le contenu intégré en vapeur d'eau estimé à partir des données de SEVIRI-MSG1 et celui mesuré par radiosonde :

Figure 3.10a : en utilisant l'algorithme proposé dans ce travail, nous avons trouvé une bonne concordance : l'erreur quadratique moyenne (RMSE) est égale à $0,63 \text{ g cm}^{-2}$, l'écart-type (SD) est égal à $0,63 \text{ g cm}^{-2}$ et le coefficient de corrélation (R) est égal à 0,85.

Figure 3.10b : en utilisant l'algorithme proposé par Schroedter-Homscheidt et al. (2008), nous avons trouvé : l'erreur quadratique moyenne (RMSE) est égal à $1,05 \text{ g cm}^{-2}$, l'écart-type (SD) est égal à $0,33 \text{ g cm}^{-2}$ et le coefficient de corrélation (R) est égal à 0,86.

La comparaison entre la figure 3.10a et 3.10b montre clairement que les résultats obtenus par notre algorithme sont mieux que ceux obtenus par l'algorithme de Schroedter-Homscheidt et al. (2008).

La figure 3.11 montre la comparaison entre le contenu intégré en vapeur d'eau estimé à partir des données de MSG1-SEVIRI et celui mesuré par AERONET :

Figure 3.11a : en utilisant l'algorithme proposé dans ce travail, nous avons trouvé aussi une bonne concordance: l'erreur quadratique moyenne est égale à $0,38 \text{ g cm}^{-2}$, le SD est égal à $0,41 \text{ g cm}^{-2}$ et le R est égal à 0,84.

Figure 3.11b : en utilisant l'algorithme proposé par Schroedter-Homscheidt et al. (2008), nous avons trouvé : l'erreur quadratique moyenne (RMSE) est égal à $0,73 \text{ g cm}^{-2}$, l'écart-type (SD) est égal à $0,17 \text{ g cm}^{-2}$ et le coefficient de corrélation (R) est égal à 0,86.

La comparaison entre la figure 3.11a et 3.11b montre clairement aussi que les résultats obtenus par notre algorithme sont mieux que celles obtenus par l'algorithme de Schroedter-Homscheidt et al. (2008).

Nous pouvons conclure que le contenu intégré en vapeur d'eau peut être estimé en utilisant notre algorithme proposé avec une précision acceptable. Cependant, nous pouvons résumer les sources d'erreur dans la validation des résultats comme suit:

- La comparaison est basée sur l'hypothèse que les instruments d'AERONET et le satellite observent le même contenu intégré en vapeur d'eau. Cependant, cette hypothèse est moins fiable parce que la direction d'observation de SEVIRI peut être tout à fait différente de celui du photomètre CE318 dans le programme AERONET.
- La différence spatiale entre AERONET et les données de radiosondage d'une part et les données SEVIRI d'autre part.
- La différence temporelle entre AERONET et les données de radiosondage d'une part et les données de SEVIRI d'autre part (le contenu intégré en vapeur d'eau peut être varié dans l'intervalle de temps entre deux observations de SEVIRI).
- L'estimation du contenu intégré en vapeur d'eau par satellite est soumise à des incertitudes associées à l'étalonnage radiométrique.

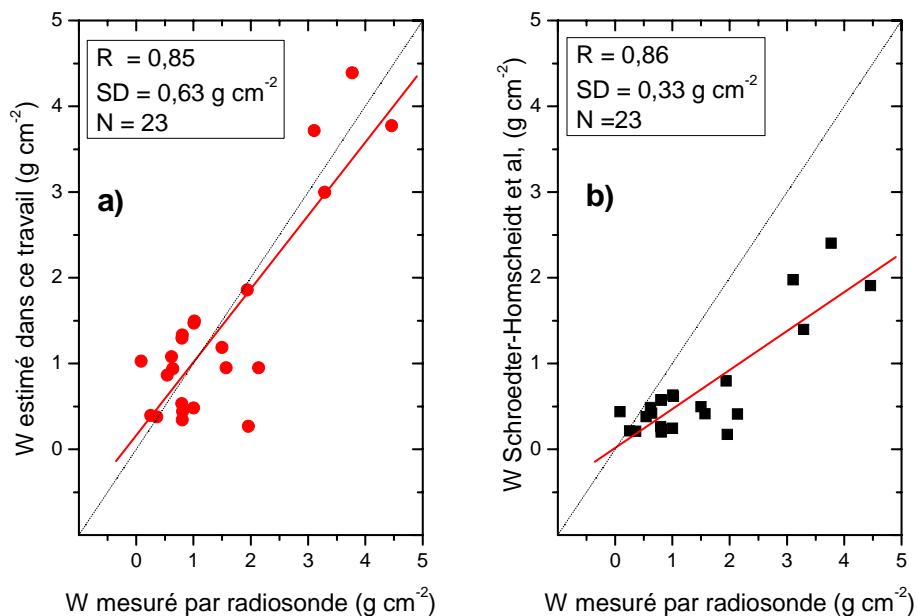


Figure 3.10 : Comparaison entre le contenu intégré en vapeur d'eau estimé à partir des données de MSG1-SEVIRI et celle mesuré par radiosonde : a) en utilisant l'algorithme proposé dans ce travail, b) en utilisant l'algorithme proposé par Schroedter-Homscheidt et al. (2008).

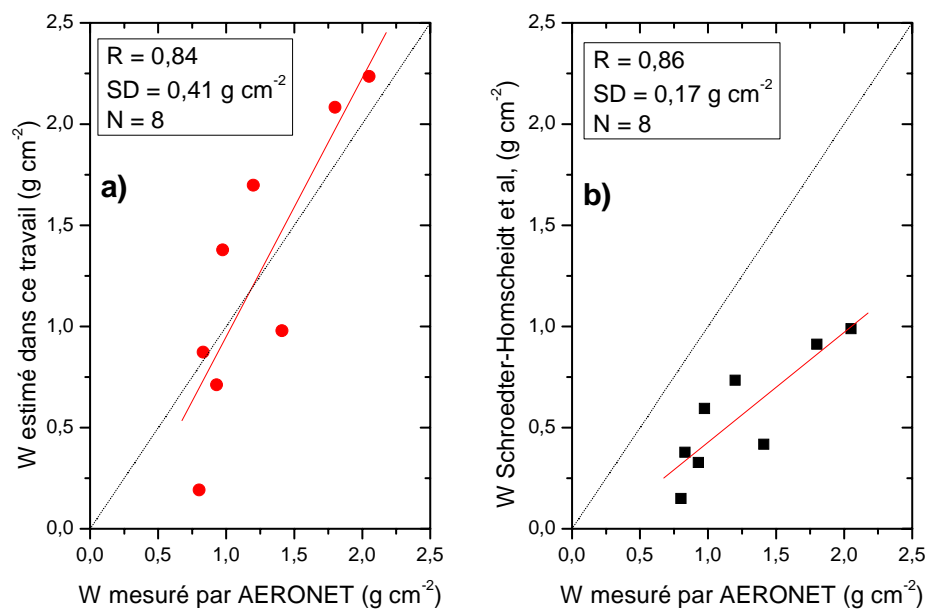


Figure 3.11 : Comparaison entre le contenu intégré en vapeur d’eau estimé à partir des données de MSG1-SEVIRI et celle mesuré par AERONET : a) en utilisant l’algorithme proposé dans ce travail, b) en utilisant l’algorithme proposé par Schroedter-Homscheidt et al. (2008).

La connaissance du contenu intégré en vapeur d’eau à des grandes échelles est fortement requise dans plusieurs applications, par exemple dans l’agrométéorologie, dans la climatologie et dans les études environnementales. La méthode expliquée dans notre étude est applicable pour les images de MSG1-SEVIRI afin d’obtenir les images du contenu intégré en vapeur d’eau.

Figure 3.12 et Figure 3.13 montrent respectivement l’histogramme et l’image du contenu intégré en vapeur d’eau en utilisant la méthode proposée dans ce travail, cela pour tous les pixels disponibles dans la région d’étude. Les données décrites dans ces figures ont été obtenus à partir d’observations MSG1-SEVIRI le 15 Mars 2006 à 12h00 TU, le nuage a été fixé à blanc dans l’image. Pour démontrer que la variation spatiale du contenu intégré en vapeur d’eau est raisonnable nous avons utilisé une autre méthode. Donc, nous avons représenté sur la figure 3.14 l’image du contenu intégré en vapeur d’eau estimé en utilisant la méthode de Schroedter-Homscheidt et al. [39], cette méthode permet aussi d’estimer le contenu intégré en vapeur d’eau à partir de données infrarouge de MSG-SEVIRI. On remarque clairement qu’il y a un bon accord entre les deux images. Ces figures montrent que le contenu intégré en vapeur d’eau pour la plupart des pixels de la région d’étude est inférieure à 3 g cm⁻².

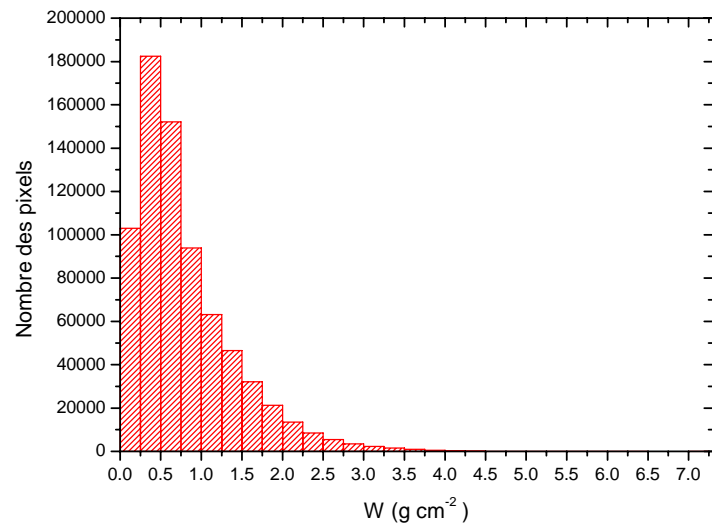


Figure 3.12: Histogramme du contenu intégré en vapeur d'eau en utilisant la méthode proposée dans ce travail pour tous les pixels disponibles dans la région d'étude, les données ont été obtenus à partir d'observations MSG1-SEVIRI le 15 Mars 2006 à 12h00 TU.

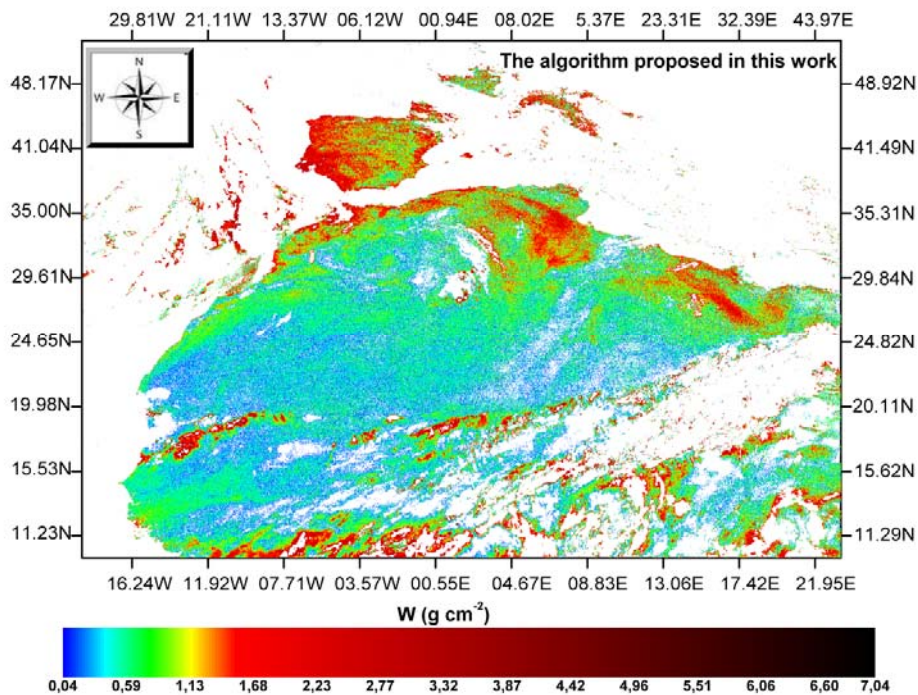


Figure 3.13 : Image du contenu intégré en vapeur d'eau estimé en utilisant la méthode proposé dans ce travail pour tous les pixels disponibles dans la zone d'étude, l'image a été obtenue à partir des données MSG1-SEVIRI du 15 Mars 2006 à 12h00 TU. Les pixels nuageux sont masqués en blanc dans l'image.

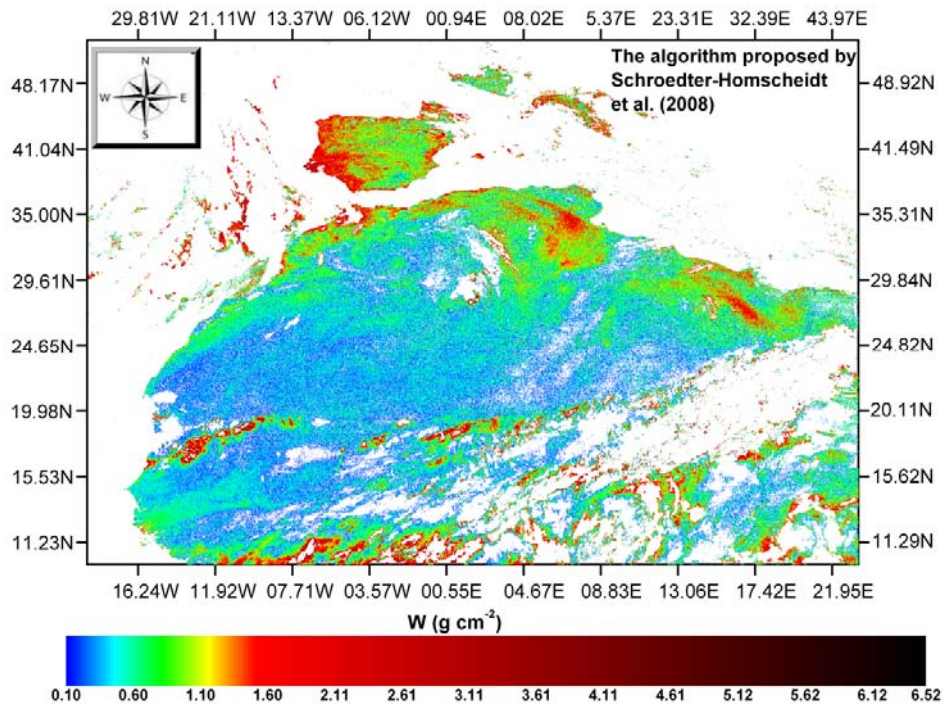


Figure 3.14 : Image du contenu intégré en vapeur d'eau estimé en utilisant la méthode de Schroedter-Homscheidt et al. (2008) pour tous les pixels disponibles dans la zone d'étude, l'image a été obtenue à partir des données MSG1-SEVIRI du 15 Mars 2006 à 12h00 TU.

Les pixels nuageux sont masqués en blanc dans l'image.

3.4. L'effet des aérosols sur le signal mesuré par le satellite :

On peut définir les aérosols comme des particules en suspension dans l'atmosphère, qui peuvent être de plusieurs types : rural, urbain, marin, désertique... la taille de ces particules peut varier de 0.1 μ m à quelques microns selon le type d'aérosols ou de l'humidité de l'air [29]. Dans cette partie, on veut étudier l'effet des aérosols sur le signal mesuré par le satellite dans le domaine infrarouge thermique. Pour cela, on va utiliser le code de transfert radiatif Modtran3.5 (en mode Lowtran7) pour faire des simulations de la transmittance atmosphérique et de la température de brillance au niveau du satellite. Les principales données d'entrée pour ce code sont le climat, les aérosols (avec la visibilité), la géométrie de la situation considérée, et le domaine spectral considéré.

3.4.1. Variation de la transmittance de l'aérosol en fonction de la visibilité:

Dans la figure (3.15) nous avons représenté la variation de la transmittance de l'aérosol pour divers types (rural, marin, urbain et désertique) dans la fenêtre 9.8 -11.8 μ m (le canal IR10.8 du radiomètre SEVIRI). Cette figure montre que la transmittance de l'aérosol augmente avec l'accroissement de la visibilité, ceci est dû à la diminution de l'épaisseur optique. Il apparaît nettement dans la même figure que la transmittance de l'aérosol dépend du type de l'aérosol. Dans les figures (3.16) et (3.17) nous avons représenté la variation de la transmittance de l'aérosol urbain et désertique ($v = 10\text{m/s}$) respectivement pour divers angles de visée (0, 15, 30 et 45°) dans la fenêtre 9.8 -11.8 μ m (le canal IR10.8 du radiomètre SEVIRI). Ces figures montrent que la transmittance de l'aérosol augmente avec l'accroissement de la visibilité, ceci est dû à la diminution de l'épaisseur optique. On remarque clairement dans les mêmes figures que la transmittance de l'aérosol dépend de l'angle de visée, elle est diminuée avec l'accroissement de l'angle de visée, ceci est dû à l'accroissement de l'épaisseur optique de l'aérosol. Dans la figure (3.18) nous avons représenté la variation de la transmittance de l'aérosol désertique pour diverses valeurs de la vitesse de vent (0, 5, 10, 15 et 20m/s) dans la fenêtre 9.8 -11.8 μ m (le canal IR10.8 du radiomètre SEVIRI). Cette figure montre aussi que la transmittance de l'aérosol désertique augmente avec l'accroissement de la visibilité. Il apparaît nettement dans la même figure que la transmittance de l'aérosol désertique dépend de la vitesse du vent, elle est diminuée si la vitesse du vent augmente, ceci est dû à l'accroissement de l'épaisseur optique de l'aérosol désertique.

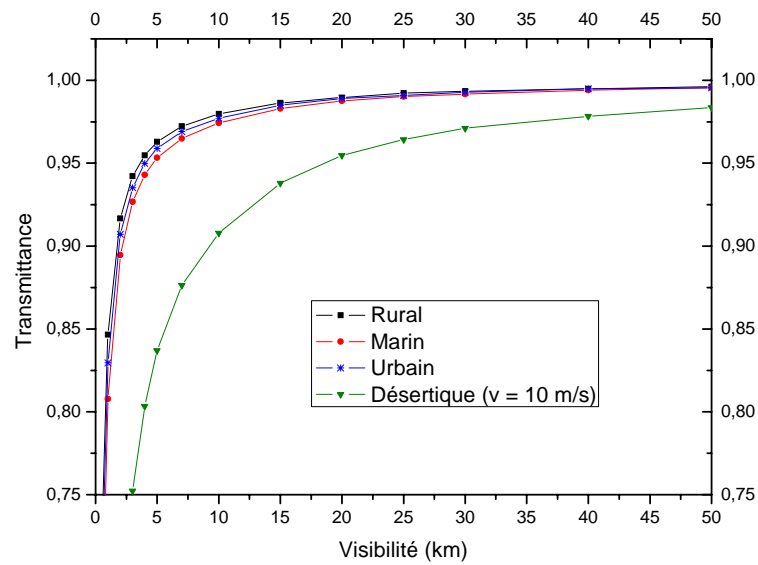


Figure 3.15 : La transmittance de l'aérosol calculée pour divers types (rural, marin, urbain et désertique) dans la fenêtre 9.8 -11.8 μ m (le canal IR10.8 du radiomètre SEVIRI), les calculs sont réalisés pour une visée au nadir.

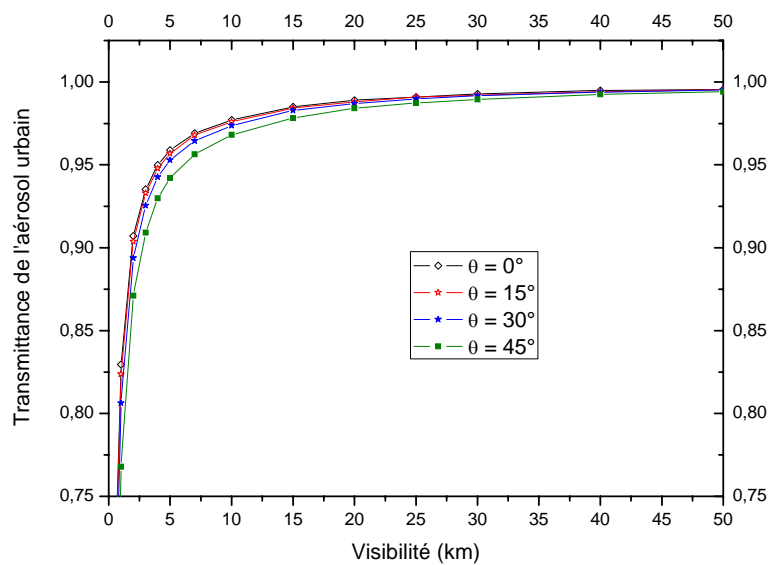


Figure 3.16 : La transmittance de l'aérosol urbain calculée avec divers angles de visée (0, 15, 30 et 45°) dans la fenêtre 9.8 -11.8 μ m (le canal IR10.8 du radiomètre SEVIRI).

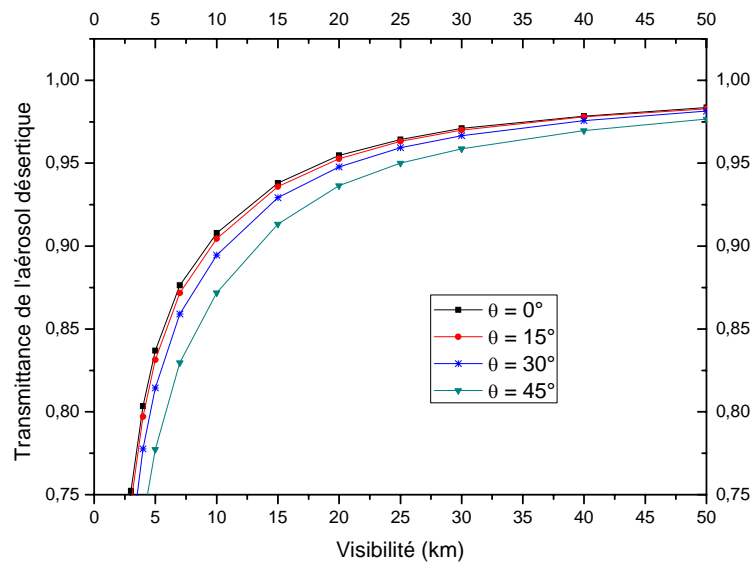


Figure 3.17 : La transmittance de l'aérosol désertique ($v = 10\text{m/s}$) calculée avec divers angles de visée ($0, 15, 30$ et 45°) dans la fenêtre $9.8 - 11.8\mu\text{m}$ (le canal IR10.8 du radiomètre SEVIRI).

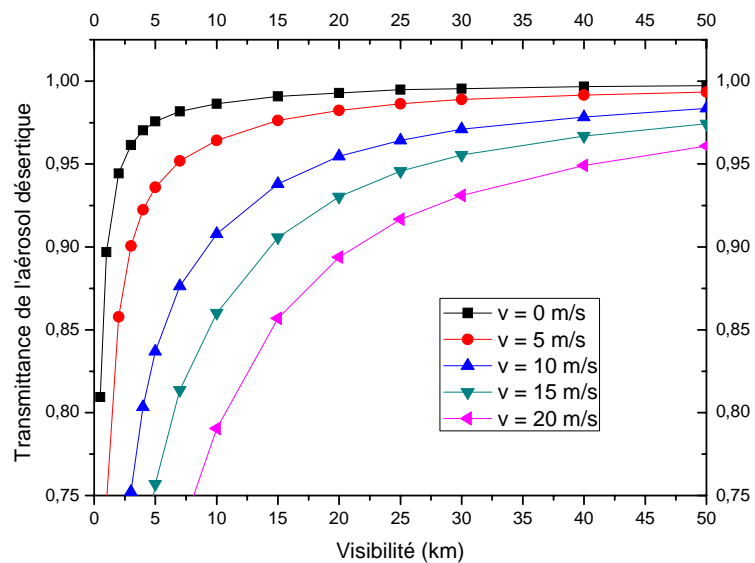


Figure 3.18 : La transmittance de l'aérosol désertique calculée avec divers valeurs de la vitesse de vent ($0, 5, 10, 15$ et 20m/s) dans la fenêtre $9.8 - 11.8\mu\text{m}$ (le canal IR10.8 du radiomètre SEVIRI), les calculs sont réalisés pour une visée au nadir.

3.4.2. L'effet des aérosols sur la température de brillance au niveau du satellite :

Dans la figure (3.19) nous avons représenté les résultats obtenus pour quatre types des aérosols : rural, urbain, marin et désertique. Les calculs sont réalisés en utilisant le code Modtran3.5 (en mode Lowtran7) et une atmosphère de type tropicale pour une visée au nadir et une émissivité de surface égale 1. La figure montre que la différence entre la température de brillance en ciel clair et en présence d'aérosols (canal infrarouge de Météosat-7) est une fonction de la température de surface et de type de l'aérosol. En effet, selon l'équation de transfert radiatif ($L_{sat} = \tau B(T_s) + L_{atm}^{\uparrow}$), la luminance au niveau de Météosat-7 résultait du bilan entre l'absorption (caractérisée par la transmittance de l'atmosphère) et l'émission. Le terme d'absorption, pondéré par la température de surface, était dominant pour les surfaces chaudes, induisant une sous-estimation de la température de brillance en présence d'aérosol. Inversement, le terme d'émission était dominant pour les surfaces froides, induisant une surestimation de la température de brillance en présence d'aérosol. Ces effets d'aérosol sur la température de brillance disparaissaient au point neutre, les termes d'absorption et d'émission étant égaux. D'autre part, il apparaît nettement dans la même figure que la valeur de la température au point neutre ne dépend pas du type d'aérosol utilisé.

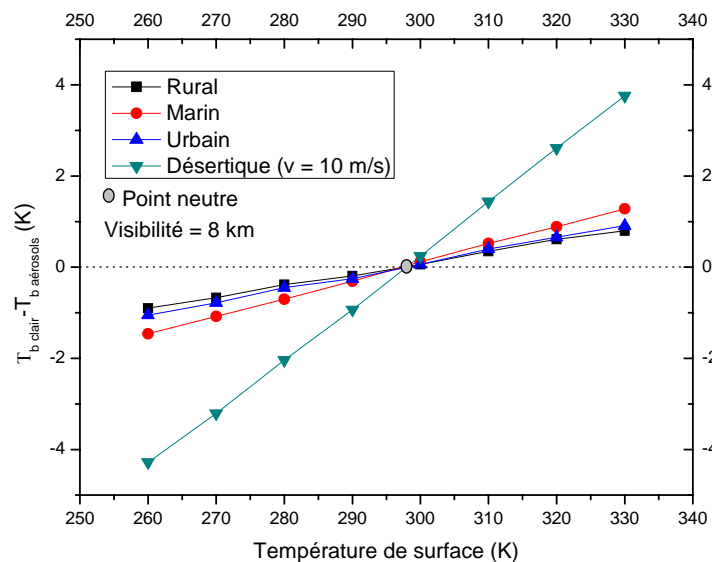


Figure 3.19 : Evolution de la différence entre la température de brillance en ciel clair et en présence d'aérosols ($T_{b\text{ clair}} - T_{b\text{ aérosols}}$) en fonction de la température de surface (canal infrarouge de Météosat-7). Les calculs sont réalisés en utilisant une atmosphère de type tropicale pour une visée au nadir et une émissivité de surface égale 1.

3.4.3. Sensibilité de l'effet des aérosols à la situation atmosphérique :

Dans la figure (3.20) nous avons représenté la différence entre la température de brillance en ciel clair et en présence d'aérosols désertique pour le canal infrarouge de Météosat-7 avec les conditions suivantes : une visibilité de 8km et une vitesse du vent de 10m/s. Les calculs sont réalisés en utilisant le code Modtran3.5 (en mode Lowtran7) pour une visée au nadir, une émissivité de surface égale à 1 et une température de surface égale à 300K. Ainsi, les calculs sont réalisés pour 6 atmosphères (1 : tropical, 2 : moyennes latitudes été, 3 : moyennes latitudes hiver, 4 : subarctiques en été, 5 : subarctiques en hiver, 6 : standard U.S. 1976). D'après cette figure on peut déduire que l'effet des aérosols sur la température de brillance dépend fortement de la situation atmosphérique.

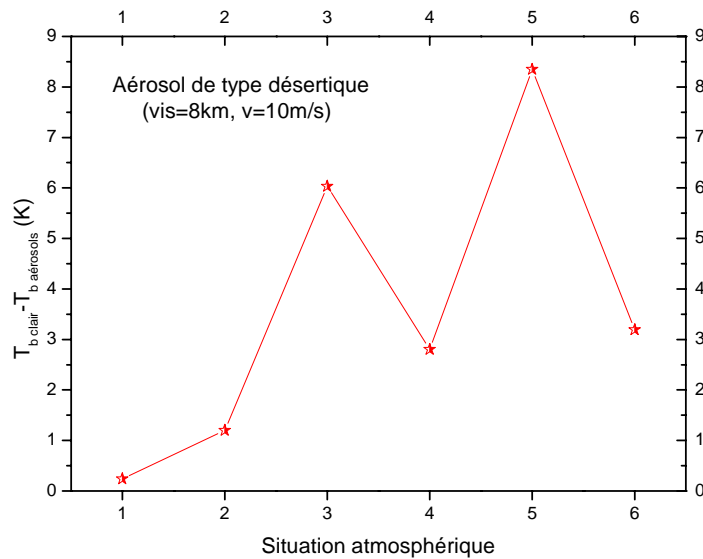


Figure 3.20 : Différence entre la température de brillance en ciel clair et en présence d'aérosols désertique (canal infrarouge de Météosat-7) pour 6 atmosphères (1 : tropical, 2 : moyennes latitudes été, 3 : moyennes latitudes hiver, 4 : subarctiques en été, 5 : subarctiques en hiver, 6 : standard U.S. 1976).

3.5. Détection de l'aérosol désertique dans l'infrarouge thermique :

Comme nous l'avons vu précédemment, la présence de l'aérosol désertique dans l'atmosphère modifie le signal reçu par le satellite dans l'infrarouge thermique. Plusieurs techniques, permettent de détecter l'aérosol au dessus des surfaces désertiques à partir des données satellitaires, ont été développées pour un large domaine de longueurs d'onde allant de l'ultraviolet à l'infrarouge thermique [40]-[44]. L'infrarouge thermique est un domaine spectral où la détection de l'aérosol désertique est particulièrement efficace [40]. Dans ce cadre, on présente ici une méthode qui permet de détecter l'aérosol désertique à partir des observations dans l'infrarouge thermique issues de MSG-1.

3.5.1. Méthode :

Les différences de température de brillance dans l'infrarouge thermique sont souvent utilisées pour détecter les aérosols. La différence de température de brillance (BTD) est une méthode couramment utilisée pour la détection des nuages de poussière [41]. La base de la méthode BTD c'est que l'effet de l'aérosol désertique dans le canal infrarouge IR10.8 est plus grand que dans le canal IR12. Donc, on obtient des valeurs négatives de BTD qui indiquent la présence de l'aérosol désertique. Cette méthode est appliquée pour une atmosphère non nuageuse. Selon la méthode BTD, nous avons appliqué les seuils de masquage de poussière pour les images MSG-1 suivantes :

$$BTD = T_{10.8} - T_{12}$$

$$BTD \in [-3.25, -0.5]$$

$$T_{10.8} \geq 285K$$

Lors de l'utilisation de cette méthode il est recommandé de bien connaître la minéralogie de l'aérosol et aussi de comprendre le comportement des caractéristiques de surface du sol [45].

3.5.2. Application sur la région de l'Afrique du Nord :

L'application de la méthode BTD a été faite pour détecter les nuages de poussière sur la région de l'Afrique du Nord en utilisant les images des canaux IR10.8 et IR12 du 15 mars 2006 à 12h00. Les résultats (préliminaires) obtenus sont représentés sur la figure (3.21), on observe clairement la présence des nuages de poussière qui sont représentés sur la figure de couleur variant de jaune au rouge.

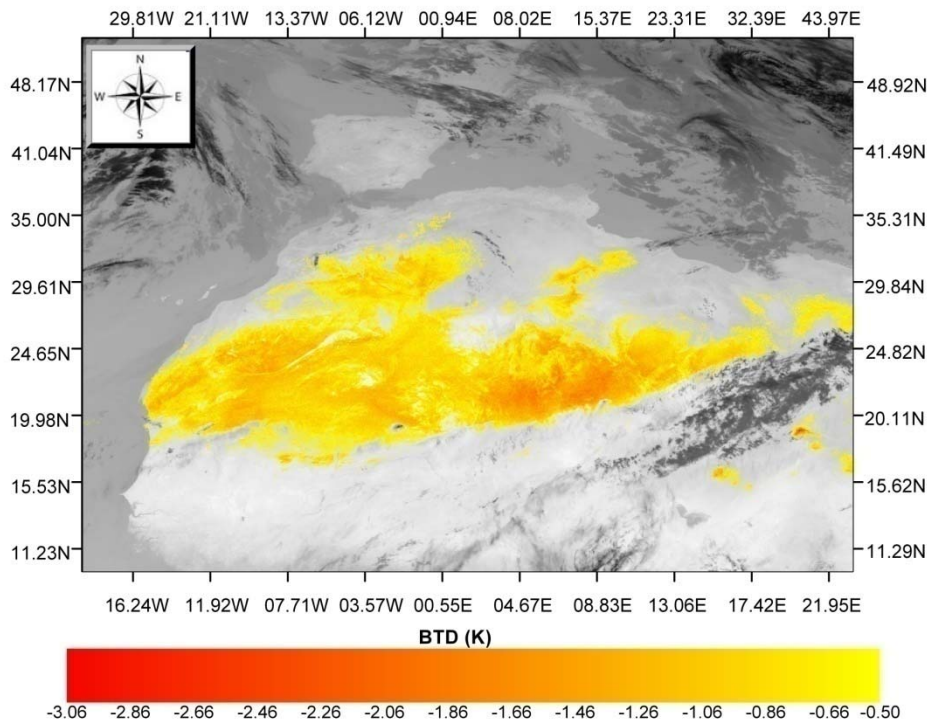


Figure 3.21 : Image de l'aérosol désertique dans l'image du canal IR12, l'aérosol de couleur variant de jaune au rouge, l'image a été obtenue à partir des données MSG-1 du 15 Mars 2006 à 12h00 TU.

3.6. Conclusion :

Dans ce chapitre, nous avons montré que les corrections atmosphériques sont très exigées lors de l'estimation de la température de surface par satellite dans le domaine infrarouge thermique. Les résultats obtenus montrent que le contenu intégré en vapeur d'eau est une grandeur essentielle et il faut l'introduire dans les algorithmes d'estimation de la température de surface. Nous avons donc développé une méthode qui permet d'estimer cette grandeur à partir des données de MSG-1 seulement. Aussi, les résultats obtenus montrent que la présence de l'aérosol dans l'atmosphère et en particulier l'aérosol désertique joue un rôle important sur la détermination de la température de brillance mesurée par le satellite. Nous avons donc constaté qu'il faut sélectionner des jours clairs sans aérosols ou bien il faut introduire l'effet de l'aérosol dans les algorithmes lors de l'estimation de la température de surface par satellite. Dans ce cadre, nous avons présenté une méthode qui permet de détecter l'aérosol désertique en utilisant les données de MSG1.

Chapitre IV

Les méthodes de calcul de la température de surface

4.1. Introduction :

L'estimation de la température de surface à partir des données satellitaires nécessite les corrections atmosphériques. La méthode mono-canal et la méthode dite split-window sont les méthodes les plus notoires et les plus utilisées pour corriger ces effets. En se basant sur l'équation de transfert radiatif, nous avons donc présenté dans ce chapitre trois algorithmes qui permettent de corriger ces effets qui sont : un algorithme mono-canal pour Météosat-7, un algorithme split-window dépendant de la vapeur d'eau pour MSG-1 et un algorithme split-window indépendant de la vapeur d'eau aussi pour MSG-1. En supposant que l'émissivité de surface est connue, nous avons représenté sur le tableau 4.1 les avantages et les données d'entrées de ces trois algorithmes.

	Données d'entrées issues de l'imagerie satellitaire	Données d'entrées issues d'observations météorologiques	Avantages
Algorithme mono-canal	Température de brillance du canal infrarouge de Météosat-7.	-Température effective de l'air. -Contenu intégré en vapeur d'eau.	Cet algorithme peut être appliqué pour les satellites qui ne disposent qu'un seul canal dans l'infrarouge thermique tel que Météosat-7.
Algorithme split-window dépendant de la vapeur d'eau	Température de brillance du canal IR10.8 et IR12 de MSG-1.	-Contenu intégré en vapeur d'eau.	Ne dépend pas de la température effective de l'air.
Algorithme split-window indépendant de la vapeur d'eau	Température de brillance du canal IR10.8 et IR12 de MSG-1.	-	Cet algorithme peut être appliqué pour les régions où la valeur du contenu intégré en vapeur d'eau est inconnue.

Tableau 4.1 : Avantages et données d'entrées des algorithmes développés

4.2. La méthode mono-canal :

La méthode mono-canal peut être utilisée pour les satellites qui ne disposent que d'un seul canal dans l'infrarouge thermique tels que les satellites météorologiques Météosat de première génération. Cette méthode exige une bonne connaissance de la distribution verticale et spatiale de la température et de la vapeur d'eau, si nous pouvons coupler ces données avec un modèle de transfert radiatif tel que « Lowtran » ou « Modtran » donc il est

possible d'évaluer les termes de l'équation de transfert radiatif (la transmission et les luminances atmosphériques). Dans ce cas, on peut extraire la température de surface par inversion de la fonction de Planck à partir de la luminance émise par la surface et divisée par l'émissivité de cette dernière.

Dans ce travail, nous avons développé un algorithme mono-canal pour l'estimation de la température de surface à partir des données du canal infrarouge thermique de Météosat-7 et cela à partir de l'équation de transfert radiatif. Cet algorithme permet de relier la température de surface avec la température de brillance par une relation de second ordre et il exige la connaissance de la température effective de l'air et de l'émissivité de surface et la transmittance atmosphérique.

4.2.1. L'algorithme développé :

Pour une atmosphère claire sous l'équilibre thermodynamique local et en utilisant l'équation de transfert radiatif (2.29), on peut écrire la luminance normalisée et mesurée par un radiomètre infrarouge thermique sous la forme suivante [38]:

$$L_{sat} = B(T_b) = \tau \cdot [\varepsilon \cdot B(T_s) + (1 - \varepsilon) \cdot L_{atm}^{\downarrow}] + L_{atm}^{\uparrow} \quad (4.1)$$

où T_b est la température de brillance, τ est la transmission atmosphérique, ε est l'émissivité de la surface, $B(T_s)$ est la fonction de Planck à la température de surface T_s , L_{atm}^{\uparrow} et L_{atm}^{\downarrow} sont respectivement la luminance atmosphérique ascendante et la luminance atmosphérique descendante, elles peuvent être calculées avec une bonne approximation en utilisant les formules présentées dans le chapitre 3 :

$$L_{atm}^{\uparrow} = (1 - \tau) \cdot B(T_a) \quad (4.2)$$

$$L_{atm}^{\downarrow} = (1 - \tau) \cdot B(T_a) \quad (4.3)$$

Où : T_a est la température effective de l'air.

$B(T_a)$ est la luminance effective atmosphérique, elle est donnée par :

$$B(T_a) = \frac{1}{1-\tau} \int_0^z B(T_z) \frac{\partial(z,Z)}{\partial z} dz \quad (4.4)$$

En remplaçant les formules de L_{atm}^{\uparrow} et L_{atm}^{\downarrow} dans l'équation (4.1) on obtient l'équation suivante:

$$B(T_b) = \tau \cdot \varepsilon \cdot B(T_s) + (1 - \tau)[1 + \tau(1 - \varepsilon)]B(T_a) \quad (4.5)$$

Selon la référence [27], la relation entre la fonction de Planck et la température est très proche de la linéarité dans une gamme étroite de température (par exemple, $<15^\circ\text{C}$) pour une longueur d'onde spécifique. On peut donc utiliser un développement limité au premier ordre de la fonction de Planck au voisinage de la température de brillance :

$$B(T) = B(T_b) + (T - T_b) \left(\frac{\partial B(T)}{\partial T} \right)_{T_b} = [T - T_b + L(T_b)] \left(\frac{\partial B(T)}{\partial T} \right)_{T_b} \quad (4.6)$$

Où $L(T_b)$ est définie par :

$$L(T_b) = \frac{B(T_b)}{\left(\frac{\partial B}{\partial T} \right)_{T_b}} \quad (4.7)$$

En appliquant la relation (4.6) sur les températures T_s , T_a et T_b on trouve :

$$B(T_s) = [T_s - T_b + L(T_b)] \left(\frac{\partial B(T)}{\partial T} \right)_{T_b} \quad (4.8)$$

$$B(T_a) = [T_a - T_b + L(T_b)] \left(\frac{\partial B(T)}{\partial T} \right)_{T_b} \quad (4.9)$$

$$B(T_b) = [T_b - T_b + L(T_b)] \left(\frac{\partial B(T)}{\partial T} \right)_{T_b} = L(T_b) \left(\frac{\partial B(T)}{\partial T} \right)_{T_b} \quad (4.10)$$

En remplaçant les équations (4.8), (4.9) et (4.10) dans l'équation (4.5) nous pouvons arriver à l'équation suivante [27] :

$$L(T_b) = \varepsilon \cdot \tau \cdot [T_s - T_b + L(T_b)] + (1 - \tau)[1 + \tau(1 - \varepsilon)][T_a - T_b + L(T_b)] \quad (4.11)$$

Pour le canal infrarouge thermique de Météosat-7, la relation entre la température de brillance et la luminance mesurée dans ce canal est donnée par :

$$B(T) = \exp\left(a + \frac{b}{T}\right) \quad (4.12)$$

où a et b sont des constantes, $a = 6.9618$ et $b = -1255,5465 \text{ K}$.

D'après les équations (4.7) et (4.12), nous avons trouvé :

$$L(T_b) = \frac{-T_b^2}{b} \quad (4.13)$$

Pour extraire la température de surface on remplace la dernière expression de $L(T_b)$ dans l'équation (4.11), donc on peut trouver la formule suivante :

$$T_s = \alpha T_b^2 + \beta T_b + \gamma \quad (4.14)$$

où:

$$\alpha = \frac{(\varepsilon-1)\tau}{\varepsilon \cdot b} \quad (4.15)$$

$$\beta = \frac{1+(\varepsilon-1)\tau^2}{\varepsilon \cdot \tau} \quad (4.16)$$

$$\gamma = (1 - \beta)T_a \quad (4.17)$$

Donc pour l'estimation de la température de surface par cette méthode mono-canal il faut d'abord déterminer la transmittance atmosphérique et la température effective de l'air, dans ce qui suit-on donne les expressions de ces quantités respectivement en fonction du contenu atmosphérique en eau et de la température de l'air au niveau du sol.

4.2.2. Détermination de la température effective de l'air :

La méthode mono-canal qui a été utilisée dans ce travail exige la connaissance de la température effective de l'air T_a . Cette température peut être déterminée à partir des profils verticaux de température et de vapeur d'eau par la relation (1.8).

Nous avons premièrement calculé T_a à partir des 2311 profils atmosphériques de la base de données climatologiques TIGR. Ensuite, nous avons utilisé la méthode des moindres carrés pour trouver la relation entre T_a et la température de l'air au niveau du sol T_0 . Les résultats obtenus sont représentés sur la figure 4.1. Ils montrent l'existence d'une relation linéaire entre les deux températures, cette relation est donnée par:

$$T_a = 0.797 T_0 + 49.116 \quad (4.18)$$

Donc en utilisant cette relation, nous pouvons calculer T_a à partir de la température de l'air mesurée par les stations météorologiques.

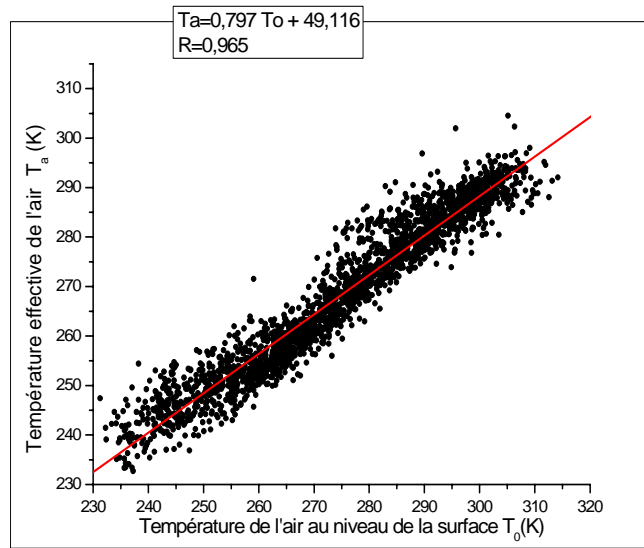


Figure 4.1 : Variation de la température effective de l'air en fonction de la température de l'air au niveau du sol pour 2311 situation atmosphérique (la base climatologique TIGR)

4.2.3. Détermination de la transmittance atmosphérique :

Le code de transfert radiatif Modtran3.5, pour une altitude donnée et un angle d'observation donné, nous permet de calculer la transmittance τ pour les différentes atmosphères. Plusieurs auteurs ont montré qu'il existe une relation linéaire entre τ et W dans la bande infrarouge thermique tel que Qin et al. [27]. En appliquant la méthode des moindres carrés aux résultats obtenus par Modtran3.5 (en mode Lowtran7) pour différentes angles d'observations et pour les 6 modèles d'atmosphère, nous avons trouvé une régression linéaire entre τ et W (voir la figure 4.2) pour le canal infrarouge thermique (IRT) de Météosat-7. Cette relation est donnée par la formule suivante:

$$\tau = -0.111 W + 0.998 \quad (4.19)$$

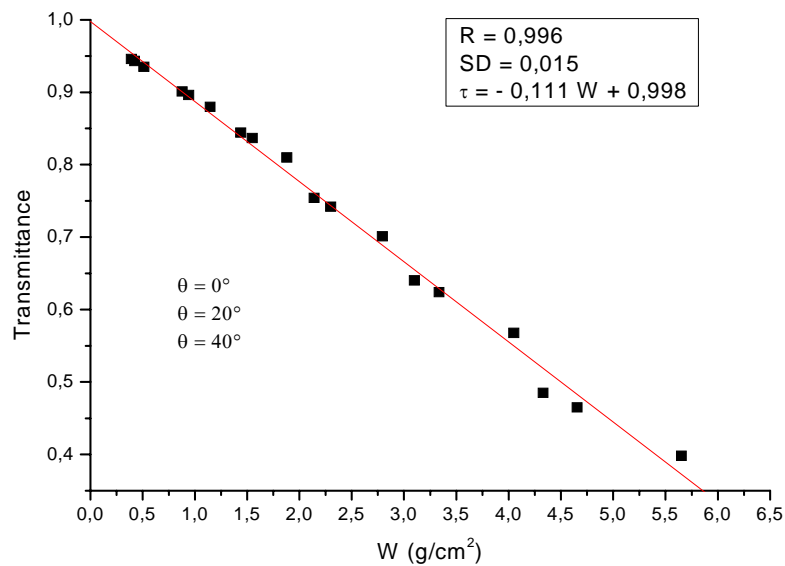


Figure 4.2 : Variation de la transmittance atmosphérique en fonction du contenu intégré en vapeur d'eau pour les 6 modèles d'atmosphère de Modtran3.5, et pour $\theta = 0, 20$ et 40° .

4.3. La technique split-window :

4.3.1. Introduction :

La méthode ou la technique split-window a été développée lors du lancement des satellites météorologiques américains de la série NOAA et a été initialement utilisé par Anding et Kauth [12] avec succès pour l'estimation de la température de surface de la mer. Ensuite, une extension de cette technique sur les terres émergées a été faite par plusieurs auteurs. Parmi les travaux qui ont été faite dans cette direction on trouve les travaux de Sobrino.

En 2004, Sobrino et Romaguera [6] ont proposé un algorithme split-window permet d'estimer la température de surface à partir des données de MSG-1 et ne dépend que du contenu atmosphérique en vapeur d'eau W et de l'émissivité de surface ($\varepsilon_{10.8}$ et ε_{12}) et de l'angle de visée θ . Cet algorithme est capable de produire une température de surface avec une précision inférieur de $1.5K$ pour les angles de visées inférieurs à 50° , il est donné par :

$$T_s = T_{IR10.8} + a_1(T_{IR10.8} - T_{IR12}) + a_2(T_{IR10.8} - T_{IR12})^2 + a_3(1 - \varepsilon) + a_4W(1 - \varepsilon) + a_5\Delta\varepsilon + a_6W\Delta\varepsilon + a_0 \quad (4.20)$$

où a_i sont des coefficients de l'algorithme split-window qui dépendent seulement de l'angle de visée, $\Delta\varepsilon$ est la différence de l'émissivité $\Delta\varepsilon = \varepsilon_{10.8} - \varepsilon_{12}$ et ε est la valeur moyenne de l'émissivité de surface $\varepsilon = (\varepsilon_{10.8} + \varepsilon_{12})/2$.

Parmi les autres travaux qui ont été faites, on trouve que l'algorithme split-window est utilisé par Land-SAF (Satellite Application Facilities) d'EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites). La température de surface utilisée par Land-SAF est une fonction de la température de brillance des canaux IR10.8 et IR12 de SEVIRI, elle est donnée comme suivante :

$$T_s = \left(A_1 + A_2 \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} + A_3 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} \right) \frac{T_{10.8} + T_{12}}{2} + \left(B_1 + B_2 \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} + B_3 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} \right) \frac{T_{10.8} - T_{12}}{2} + C \quad (4.21)$$

où ε est la valeur moyenne de l'émissivité de surface $\varepsilon = (\varepsilon_{10.8} + \varepsilon_{12})/2$, $\Delta\varepsilon$ est la différence de l'émissivité de surface $\Delta\varepsilon = \varepsilon_{10.8} - \varepsilon_{12}$, tandis que A_i , B_i et C sont des coefficients dépendent du contenu atmosphérique en eau et de l'angle de visée [46,47].

Généralement les méthodes de split-window se reposent sur l'absorption différentielle atmosphérique dans deux canaux adjacents.

4.3.2. Algorithme split-window dépendant de la vapeur d'eau :

Les satellites météorologiques de la série Météosat Second Génération tel que MSG-1 possèdent plus d'un seul canal dans l'infrarouge thermique. On peut alors utiliser la technique split-window pour l'estimation de la température de surface par MSG-1. On veut ici trouver un algorithme split-window où ces coefficients sont dépendants du contenu intégré en vapeur d'eau. Pour cela, nous avons fait les étapes suivantes :

4.3.2.1. La simplification de la fonction de Planck :

Afin de trouver la relation entre la fonction de Planck normalisée du canal i et la température nous avons représenté sur les figures 4.3 et 4.4 la variation de $\ln B_i$ en fonction de $1/T$. La fonction de Planck normalisée a été calculée comme suit $B_i(T) = (\int f_i(\lambda)B_\lambda(T)d\lambda)/(\int f_i(\lambda)d\lambda)$ où $f_i(\lambda)$ est la réponse spectrale du canal i . Les résultats montrent que $\ln B_i$ dépend linéairement avec $1/T$, donc la relation entre la température (en K) et la fonction de Planck normalisée (en $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$) peut être écrite avec une bonne approximation sous la forme:

$$B_1(T) = \exp\left(a_1 + \frac{b_1}{T}\right) \quad (4.22)$$

$$B_2(T) = \exp\left(a_2 + \frac{b_2}{T}\right) \quad (4.23)$$

où;

Les indices 1 et 2 représentent respectivement les canaux IR10.8 et IR12 de MSG-1.

$$a_1 = 7.5531, \quad b_1 = -1578.60109 \text{ K}$$

$$a_2 = 6.78886, \quad b_2 = -1354.87783 \text{ K}$$

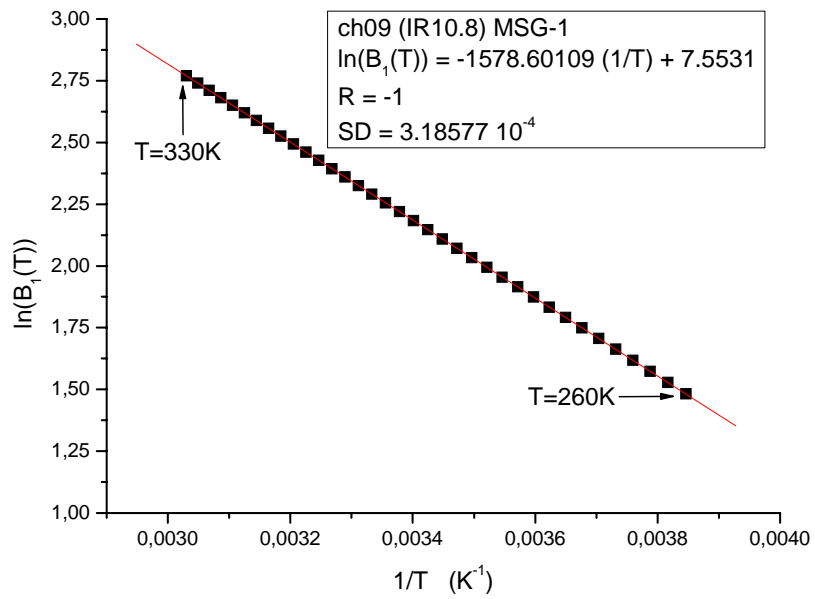


Figure 4.3 : Variation de $\ln(B_1(T))$ en fonction de $(1/T)$ pour le canal IR10.8

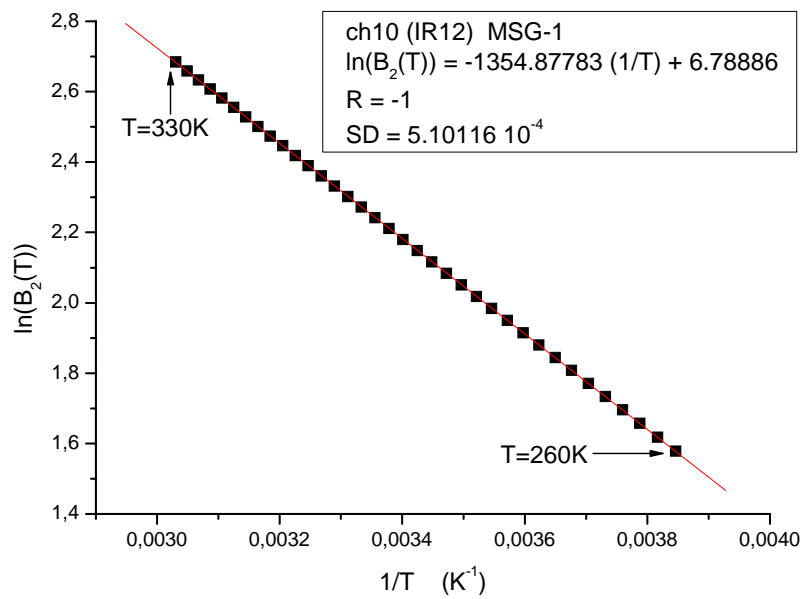


Figure 4.4 : Variation de $\ln(B_2(T))$ en fonction de $(1/T)$ pour le canal IR12

4.3.2.2. La simplification de la transmittance atmosphérique :

Le calcul de la transmittance atmosphérique τ_i a été fait par l'approche de 'Roberts' en utilisant les données de six profils atmosphériques associés à Modtran3.5. Donc la relation entre le contenu intégré en vapeur d'eau et la transmittance atmosphérique des canaux IR10.8 et IR12 de MSG-1 a été déterminé en utilisant la méthode des moindres carrés et cela pour les données de six profils atmosphériques et pour les six angles de visée suivants : 0, 10, 20, 30, 40 et 50°. Les résultats obtenus sont représentés sur les figures 4.5 et 4.6. En effet, les résultats obtenus montrent que la relation entre la transmittance et le contenu intégré s'écrit avec une meilleure précision sous la forme :

$$\tau_{10.8} = 1 - \frac{-0.00505 W^3 + 0.04029W^2 + 0.02469W}{\cos(\theta)} \tag{4.24}$$

$$\tau_{12} = 1 - \frac{-0.00817W^3 + 0.05549W^2 + 0.04325W}{\cos(\theta)} \tag{4.25}$$

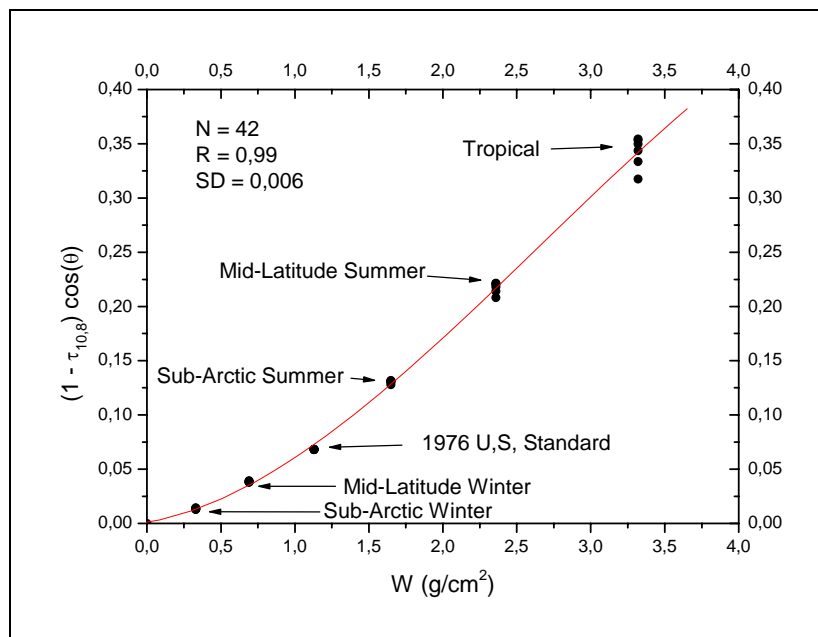


Figure 4.5 : Variation de la transmittance atmosphérique du canal IR10.8 de MSG-1 en fonction du contenu intégré en vapeur d'eau pour six modèles d'atmosphère associés à Modtran3.5 et pour six angles de visées 0, 10, 20, 30, 40 et 50°, nous avons ajouté aussi les points ($W = 0, \tau = 1$) , calcul réalisé avec l'approche de 'Roberts'.

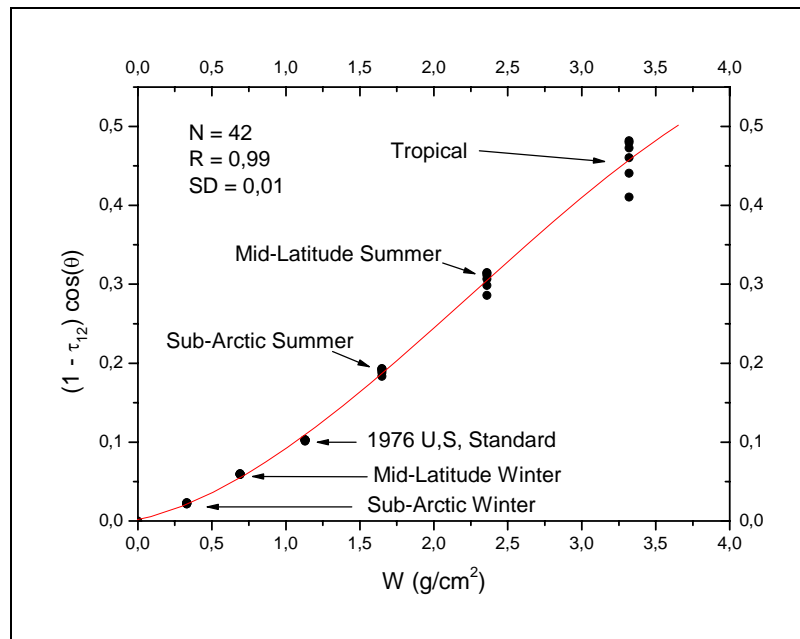


Figure 4.6 : Variation de la transmittance atmosphérique du canal IR12 de MSG-1 en fonction du contenu intégré en vapeur d’eau pour six modèles d’atmosphère associés à Modtran3.5 et pour six angles de visées 0, 10, 20, 30, 40 et 50°, nous avons ajouté aussi les points ($W = 0, \tau = 1$), calcul réalisé avec l’approche de ‘Roberts’.

4.3.2.3. L’algorithme développé :

L’algorithme split-window que l’on veut développer ici est basé sur l’équation de transfert radiatif. En effet, comme nous l’avons vu précédemment dans ce chapitre, on peut commencer à partir de l’équation (4.11). Si on applique cette équation sur les deux canaux IR10.8 et IR12 de MSG-1, on obtient alors les formules suivantes :

$$L(T_1) = \varepsilon_1 \cdot \tau_1 [T_s - T_1 + L(T_1)] + (1 - \tau_1) [1 + \tau_1 (1 - \varepsilon_1)] [T_a - T_1 + L(T_1)] \quad (4.26)$$

$$L(T_2) = \varepsilon_2 \cdot \tau_2 [T_s - T_2 + L(T_2)] + (1 - \tau_2) [1 + \tau_2 (1 - \varepsilon_2)] [T_a - T_2 + L(T_2)] \quad (4.27)$$

où les indices 1 et 2 représentent respectivement les canaux IR10.8 et IR12 de MSG-1.

Si on calcul $L(T_1)$ et $L(T_2)$ à partir des formules (4.22) et (4.23) de la fonction de Planck normalisée, donc on peut trouver :

$$L(T_1) = \frac{-T_1^2}{b_1} \quad (4.28)$$

$$L(T_2) = \frac{-T_2^2}{b_2} \quad (4.29)$$

En remplaçant les expressions de $L(T_1)$ et $L(T_2)$ dans les équations (4.26) et (4.27) respectivement, on obtient alors un système à deux équations, la résolution de ce système nous donne l'expression de la température de surface indépendante de la température effective de l'air comme suivante :

$$T_s = \mu_1 T_1^2 + \mu_2 T_2^2 + \mu_3 T_1 + \mu_4 T_2 \quad (4.30)$$

où:

$$\mu_1 = -\frac{\alpha_1}{\left(\frac{1}{1-\beta_2} - \frac{1}{1-\beta_1}\right)(1-\beta_1)}$$

$$\mu_2 = \frac{\alpha_2}{\left(\frac{1}{1-\beta_2} - \frac{1}{1-\beta_1}\right)(1-\beta_2)}$$

$$\mu_3 = -\frac{\beta_1}{\left(\frac{1}{1-\beta_2} - \frac{1}{1-\beta_1}\right)(1-\beta_1)}$$

$$\mu_4 = \frac{\beta_2}{\left(\frac{1}{1-\beta_2} - \frac{1}{1-\beta_1}\right)(1-\beta_2)}$$

Les coefficients (α_1 , α_2 , β_1 et β_2) ont été écrit ici en fonction du contenu intégré en vapeur d'eau au lieu de la transmittance atmosphérique comme suivante :

$$\alpha_1 = \frac{(\varepsilon_{10.8}-1)}{\varepsilon_{10.8} \cdot b_1} \cdot \left(1 - \frac{-0.00505 W^3 + 0.04029 W^2 + 0.02469 W}{\cos(\theta)}\right)$$

$$\alpha_2 = \frac{(\varepsilon_{12}-1)}{\varepsilon_{12} \cdot b_2} \cdot \left(1 - \frac{-0.00817 W^3 + 0.05549 W^2 + 0.04325 W}{\cos(\theta)}\right)$$

$$\beta_1 = \frac{1 + (\varepsilon_{10.8}-1) \cdot \left(1 - \frac{-0.00505 W^3 + 0.04029 W^2 + 0.02469 W}{\cos(\theta)}\right)^2}{\varepsilon_{10.8} \cdot \left(1 - \frac{-0.00505 W^3 + 0.04029 W^2 + 0.02469 W}{\cos(\theta)}\right)}$$

$$\beta_2 = \frac{1 + (\varepsilon_{12}-1) \cdot \left(1 - \frac{-0.00817 W^3 + 0.05549 W^2 + 0.04325 W}{\cos(\theta)}\right)^2}{\varepsilon_{12} \cdot \left(1 - \frac{-0.00817 W^3 + 0.05549 W^2 + 0.04325 W}{\cos(\theta)}\right)}$$

Les valeurs des coefficients b_1 and b_2 ont été calculées précédemment, elles sont :

$$b_1 = -1578.60109 \text{ K}$$

$$b_2 = -1354.87783 \text{ K}$$

4.3.3. Algorithme split-window indépendant de la vapeur d'eau :

L'algorithme split-window développé précédemment exige la connaissance du contenu intégré en vapeur d'eau. Donc, on veut maintenant dériver un algorithme split-window global c'est-à-dire ne dépend pas du contenu intégré en vapeur d'eau. Cet algorithme peut être appliqué pour les régions où la valeur de W est inconnue.

4.3.3.1. Méthode :

Selon plusieurs auteurs comme, Sobrino et Romanaguera [6], et aussi Jiménez-Muñoz et Sobrino [48], la température de surface peut s'écrire sous la forme :

$$T_s = T_{10.8} + a + b(T_{10.8} - T_{12}) + c(T_{10.8} - T_{12})^2 \quad (4.31)$$

où : $T_{10.8}$ et T_{12} représentent respectivement la température de brillance du canal IR10.8 et IR12 de MSG-1.

Le but de cette étude est la détermination des nouveaux coefficients a , b et c indépendant du contenu atmosphérique en vapeur d'eau et de l'angle de visée. Pour cela nous avons calculé la différence $T_s - T_{10.8}$ en fonction de $T_{10.8} - T_{12}$ pour 1531 situations atmosphériques en ciel clair de la base de données TIGR et pour sept angles de visée ($0, 10, 20, 30, 40, 50$ et 60°) et nous avons utilisé la méthode des moindres carrées pour déterminer ces coefficients. Les températures de brillance $T_{10.8}$ et T_{12} ont été calculées par inversion de la fonction de Planck à partir de l'équation de transfert radiatif en utilisant l'approche de 'Roberts'.

4.3.3.2. Résultats :

La figure 4.7 représente la variation de la différence $T_s - T_{10.8}$ en fonction de $T_{10.8} - T_{12}$ pour une émissivité moyenne égale à 1, cette figure montre bien que la relation entre $T_s - T_{10.8}$ et $T_{10.8} - T_{12}$ peut être considérée comme une relation de second ordre.

Les coefficients a , b et c de l'équation (4.31) ont été représentés sur la figure 4.8 en fonction de l'émissivité moyenne des canaux IR10.8 et IR12 de MSG-1. Dans la même figure nous avons représenté aussi la variation de la déviation standard de calcul des coefficients a , b et c pour chaque émissivité.

En utilisant la méthode des moindres carrés, nous avons donc déterminé les coefficients a, b et c de l'algorithme global, ces coefficient peuvent être calculé comme suivante :

$$a = 1067.51 - 3238.33 \varepsilon + 3298.78 \varepsilon^2 - 1128.04 \varepsilon^3$$

$$b = -745.25 + 2095.85 \varepsilon - 1918.15 \varepsilon^2 + 570.04 \varepsilon^3$$

$$c = -472.90 + 1631.63 \varepsilon - 1856.90 \varepsilon^2 + 698.52 \varepsilon^3$$

où: $\varepsilon = \frac{\varepsilon_{10.8} + \varepsilon_{12}}{2}$

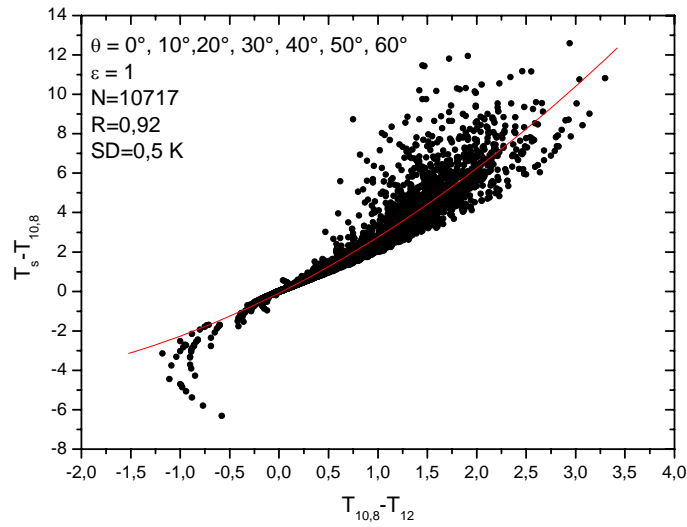


Figure 4.7 : Variation de la différence $T_s - T_{10.8}$ en fonction de $T_{10.8} - T_{12}$ pour 1531 situation atmosphérique en ciel clair de la base de données TIGR et pour une émissivité moyenne égale à 1, et aussi pour sept angles de visées.

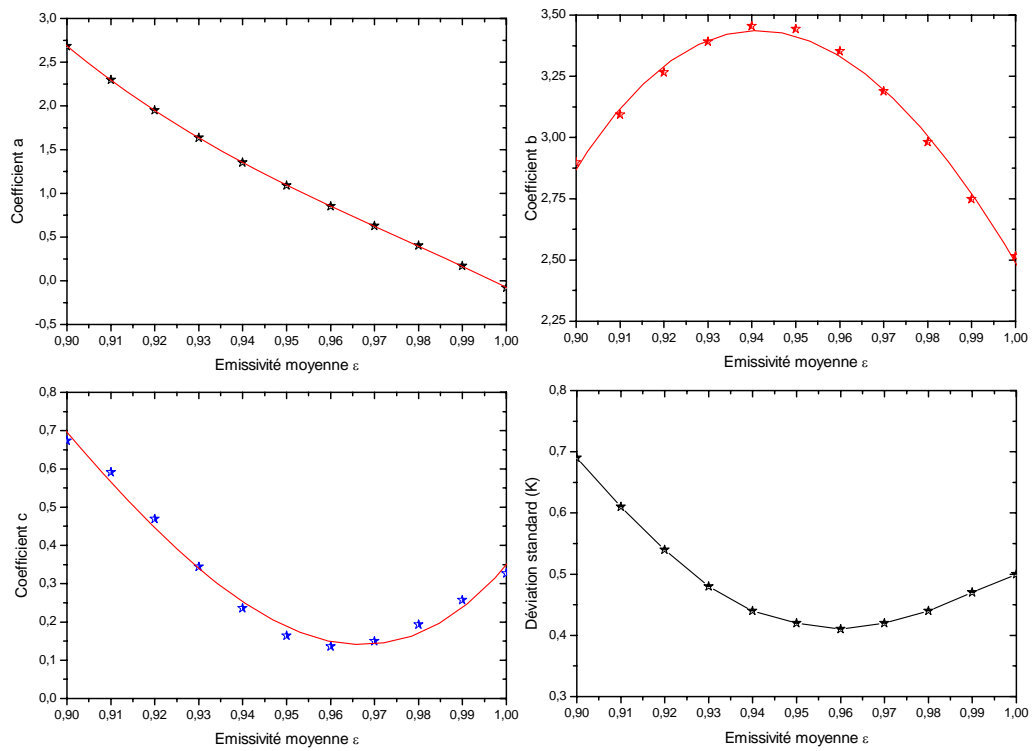


Figure 4.8 : La variation des coefficients a, b et c de l’algorithme global et la déviation standard en fonction de l’émissivité moyenne des canaux IR10.8 et IR12 de MSG-1.



Chapitre V

Analyse et validation des résultats

5.1. Analyse de la sensibilité :

Afin d'analyser la sensibilité des algorithmes présentés dans le quatrième chapitre, nous avons calculé l'erreur commise lors d'estimation de la température de surface T_s qui est donné par la formule suivante :

$$\delta T_s = |T_s(x + \delta x) - T_s(x)| \quad (5.1)$$

où : δT_s est l'erreur probable d'estimation de la température de surface.

x : est une variable qui peut être l'émissivité de surface, la température effective de l'air ou le contenu intégré en vapeur d'eau.

δx est l'erreur possible sur la variable x .

5.1.1. Analyse de sensibilité de l'algorithme mono-canal :

5.1.1.1. Analyse de sensibilité à l'émissivité de surface :

Dans cette étude, nous n'avons tenu compte que des températures T_b qui sont dans l'intervalle 270 – 320 K. Pour une valeur de W égale à 2.14 g/cm² et une valeur de T_a égale à 280 K, nous avons représenté sur la figure 5.1 l'évolution de δT_s en fonction de T_b pour différentes valeurs de l'émissivité. On remarque clairement que δT_s varie de façon croissante avec T_b , elle augmente aussi rapidement avec les variations de ε ; une variation de ε égale à 0,01 entraîne à une variation de δT_s de 0.37 °C à 0.87 °C. Par ailleurs une variation de ε de 0,04, entraîne une variation de δT_s entre 1.62 °C et 3.5 °C. Donc l'algorithme est très sensible à l'émissivité de surface.

5.1.1.2. Etude de sensibilité au contenu intégré en vapeur d'eau :

Pour une émissivité ε égale à 0.98 et une température T_a égale à 280 K, nous avons représenté sur la figure 5.2 l'évolution de δT_s en fonction de la température de brillance pour différentes valeurs de δW . On remarque clairement que δT_s varie de façon décroissante avec T_b , elle diminue aussi rapidement pour les fortes variations de W . Par exemple une variation de W égale à 0.5 g/cm² donne un δT_s qui varie entre 0.9 °C et 2.5 °C ; pour une variation de W égale à 2 g/cm², δT_s variera entre 3.8 °C et -13 °C. Donc l'algorithme est très sensible et exige la vraie valeur de W . On remarque aussi clairement que les effets atmosphériques sont dispersés autour du point neutre dans laquelle on a : $T_s = T_a = T_b$.

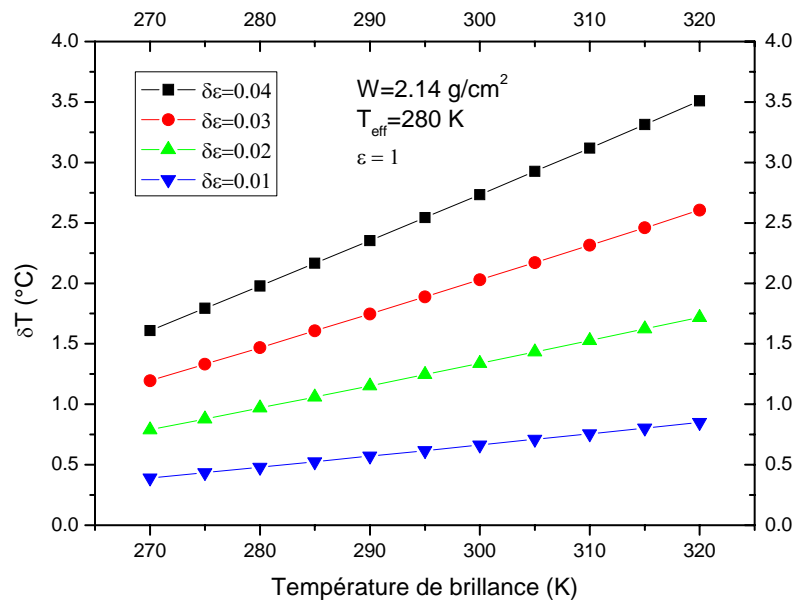


Figure 5.1 : Evolution de l'erreur d'estimation de la température de surface en fonction de la température de brillance pour différentes valeurs de l'émissivité.

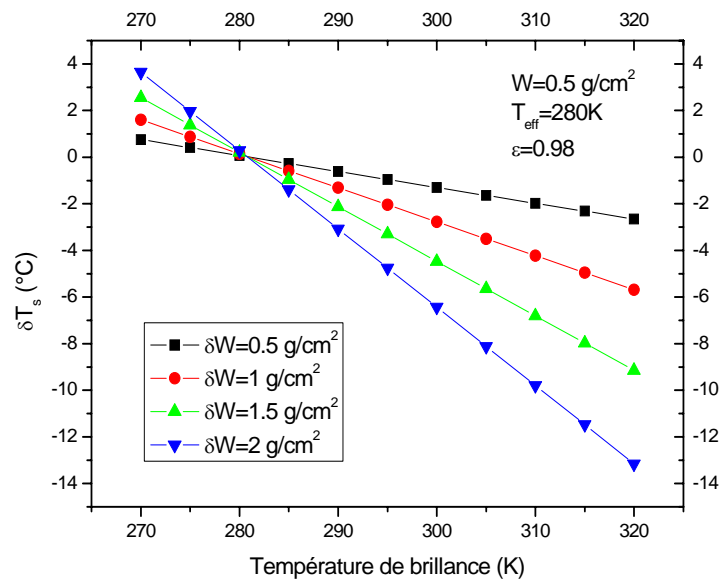


Figure 5.2 : Evolution de l'erreur d'estimation de la température de surface en fonction de la température de brillance pour différentes valeurs du contenu intégré en vapeur d'eau.

5.1.1.3. Etude de sensibilité à température effective de l'air :

Pour un W égal à 2.14 g/cm^2 et une émissivité de surface égale à 0.98 nous avons représenté sur la figure 5.3 l'évolution de δT_s en fonction de T_b pour différentes valeurs de T_a . On voit clairement dans cette figure que δT_s reste constante avec l'accroissement de T_b , en effet selon l'expression de l'erreur d'estimation de la température de surface on a :

$$\delta T_s = |T_s(T_a + \delta T_a) - T_s(T_a)|$$

En remplaçant l'expression de T_s (équation 4.14) on trouve :

$$\delta T_s = |\alpha T_b^2 + \beta T_b + (1 - \beta)(T_a + \delta T_a) - \alpha T_b^2 - \beta T_b - (1 - \beta)T_a|$$

d'où:

$$\delta T_s = |(1 - \beta)\delta T_a| \quad (5.2)$$

Donc δT_s ne dépend pas de T_b , mais varie de façon croissante avec T_a ; par exemple une variation de T_a égale à $10 \text{ }^\circ\text{C}$ donne une valeur de δT_s égale à $3.1 \text{ }^\circ\text{C}$, par ailleurs une variation de la température effective de l'air de $20 \text{ }^\circ\text{C}$ donne un δT_s de $6.5 \text{ }^\circ\text{C}$. Donc notre algorithme mono- canal exige la bonne connaissance de la température effective de l'air.

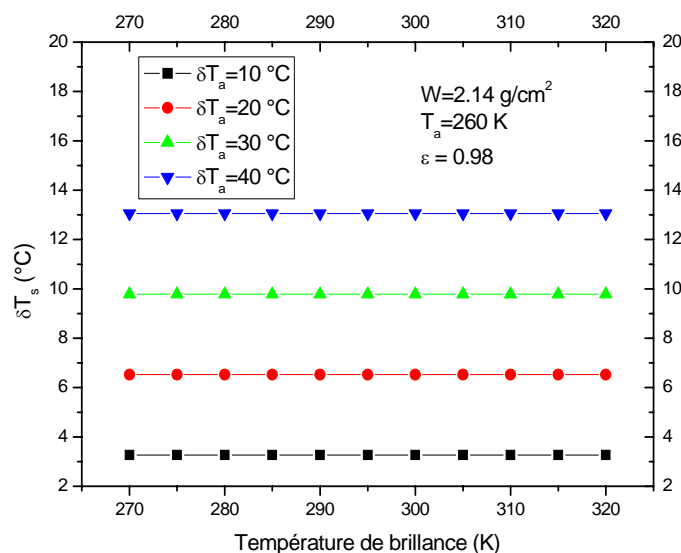


Figure 5.3 : Evolution de l'erreur d'estimation de la température de surface en fonction de la température de brillance pour différentes valeurs de la température effective de l'air.

5.1.2. Analyse de sensibilité de l'algorithme split-window :

L'analyse de sensibilité exige un ensemble de données de simulation complète qui sont effectuées sous plusieurs conditions. Tout d'abord, l'émissivité des surfaces naturelles dans l'infrarouge thermique varie généralement dans la gamme de 0.95 à 0.98 [27, 49]. Donc, nous considérons et nous choisissons une valeur de l'émissivité dans cette gamme pour l'analyse de sensibilité. Deuxièmement, un ciel clair est très important et nous considérons un contenu intégré en vapeur d'eau est égale à 2 g/cm^2 pour l'analyse.

Pour la température de brillance des canaux IR10.8 et IR12, nous supposons que $T_{10.8}$ est supérieure à T_{12} et que leur différence est $T_{10.8} - T_{12} = 1K$, cette hypothèse est rationnelle pour la plupart des cas.

5.1.2.1. Analyse de sensibilité à l'émissivité de surface :

L'analyse de la sensibilité de l'algorithme split-window proposé à l'émissivité de surface a été faite pour une valeur de W égale à 2 g/cm^2 et pour un angle de visée $\theta = 10^\circ$ et une émissivité de surface du canal IR12 (ε_{12}) est égale à 0.98. Les températures de brillance des canaux IR10.8 et IR12 de MSG-1 sont respectivement 286K et 285K (ces valeurs correspondent ceux valeurs de la température de brillance d'un pixel qui se trouve au nord de l'Algérie).

Nous avons représenté sur la figure 5.4 l'évolution de δT_s en fonction de l'émissivité de surface du canal IR10.8 ($\varepsilon_{10.8}$) pour différentes valeurs de l'erreur possible sur l'émissivité de surface ($\delta\varepsilon_{10.8}$). On remarque clairement que δT_s varie de façon décroissante avec $\varepsilon_{10.8}$, elle diminue aussi rapidement avec les fortes variations de $\varepsilon_{10.8}$. Les résultats obtenus montrent qu'une variation de $\varepsilon_{10.8}$ égale à 0.001 entraîne une variation de δT_s de 0.12K à 0.31K. Par ailleurs, une variation de $\varepsilon_{10.8}$ égale à 0.006 entraîne une variation de δT_s de 0.73K à 1.79K. Donc l'algorithme est très sensible et exige la valeur vraie de l'émissivité de surface.

Nous avons représenté sur la figure 5.5 les mêmes résultats obtenus précédemment mais ici en fonction de la température de surface (T_s). Ces résultats montrent que δT_s varie de façon croissante avec T_s , elle augmente aussi rapidement avec les grandes variations de $\varepsilon_{10.8}$.

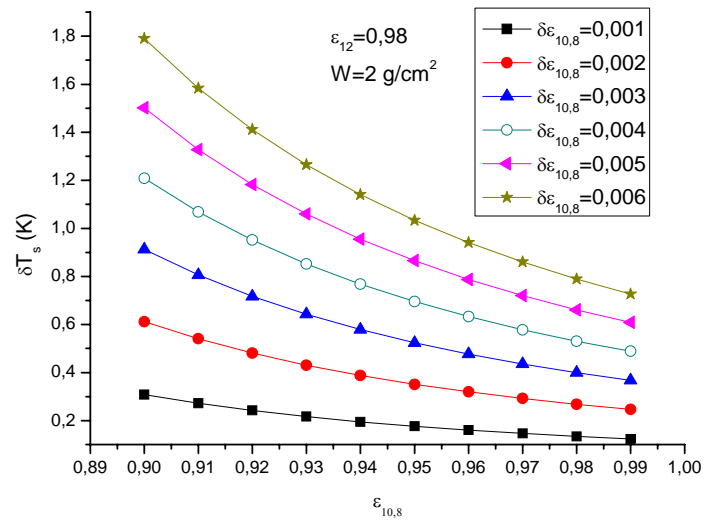


Figure 5.4 : Evolution de l'erreur probable d'estimation de la température de surface en fonction de l'émissivité $\epsilon_{10,8}$ pour différentes valeurs de $\delta \epsilon_{10,8}$

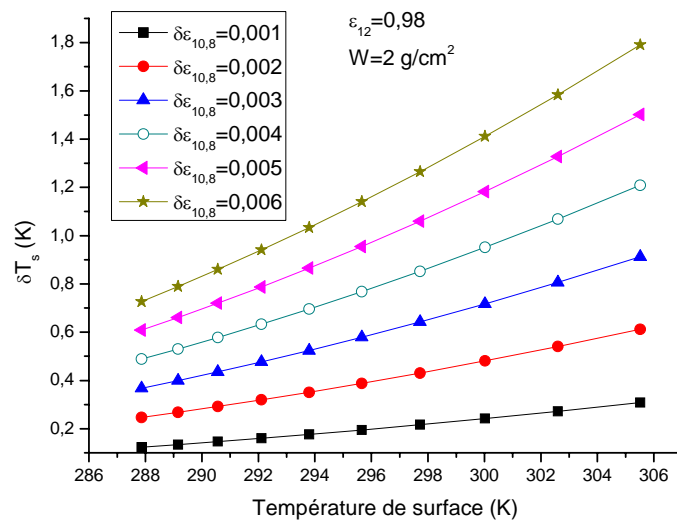


Figure 5.5 : Evolution de l'erreur probable d'estimation de la température de surface en fonction de la température de surface pour différentes valeurs de $\delta \epsilon_{10,8}$

Nous avons représenté sur la figure 5.6 la variation de l'erreur probable d'estimation de la température de surface en fonction de l'erreur possible sur l'émissivité de surface du canal IR10.8, du canal IR12 et des deux canaux à la fois IR10.8 et IR12. Cette étude a été faite avec une émissivité de surface $\varepsilon_{10,8} = \varepsilon_{12} = 0.98$. Les résultats montrent que δT_s varie de façon croissante avec l'erreur possible sur l'émissivité de surface, où nous avons trouvé que la variation de δT_s pour le canal IR10.8 est plus grande par rapport au canal IR12 et les deux canaux à la fois IR10.8 et IR12. Une variation de l'émissivité de surface égale à 0.001 séparément pour le canal IR10.8 et IR12 et les deux canaux à la fois donne respectivement une erreur de δT_s égale à 0.18K, 0.08K et 0.04K. Par ailleurs, une variation de l'émissivité de surface égale à 0.012 séparément pour le canal IR10.8 et IR12 et les deux canaux à la fois donne respectivement une erreur de δT_s égale à 2K, 0.94K et 0.53K.

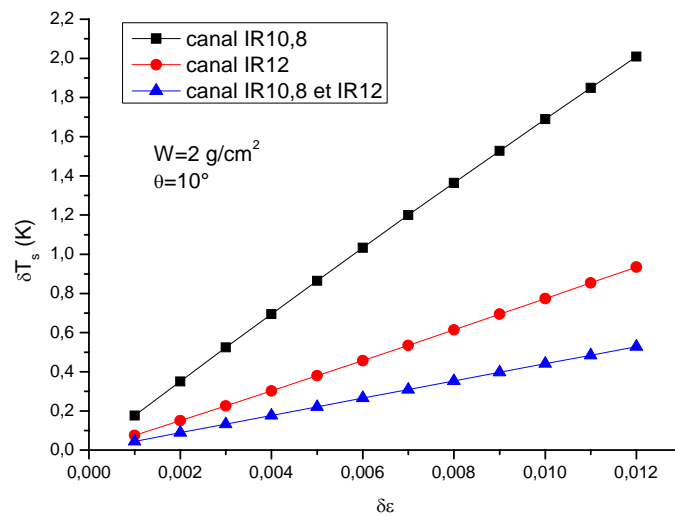


Figure 5.6 : Variation de l'erreur probable d'estimation de la température de surface en fonction de l'erreur possible sur l'émissivité de surface du canal IR10.8, du canal IR12 et des deux canaux à la fois IR10.8 et IR12

5.1.2.2. Analyse de sensibilité au contenu intégré en vapeur d'eau :

Le contenu intégré en vapeur d'eau est très variable dans le temps et dans l'espace. Afin d'étudier la sensibilité de l'algorithme split-window proposé au contenu intégré en vapeur d'eau nous avons considéré que l'angle de visée $\theta = 10^\circ$ et l'émissivité de surface $\varepsilon_{10.8} = 0.973$ et $\varepsilon_{12} = 0.98$ et les températures de brillance des canaux IR10.8 et IR12 de MSG-1 sont respectivement $286K$ et $285K$.

La figure 5.7 représente l'évolution de l'erreur probable d'estimation de la température de surface δT_s en fonction du contenu intégré en vapeur d'eau W pour différentes valeurs de l'erreur possible sur le contenu intégré en vapeur d'eau δW . Les résultats obtenus montrent que le minimum de δT_s correspond à une valeur de W près de 1.7 g/cm^2 et le maximum de δT_s correspond aux petites et grandes valeurs de W . Les résultats montrent aussi que la variation de l'erreur δT_s est plus vite pour les grandes valeurs de δW . Nous avons trouvé pour une valeur de $W = 3.7 \text{ g/cm}^2$ et pour une erreur $\delta W = 1 \text{ g/cm}^2$ que l'erreur probable d'estimation de la température de surface égale à $1.59K$. Donc on peut conclure que l'algorithme est très sensible et exige la valeur vraie du contenu intégré en vapeur d'eau.

La figure 5.8 illustre les résultats obtenus sur la variation de l'erreur probable d'estimation de la température de surface en fonction de l'erreur possible du contenu intégré en vapeur d'eau et cela pour $W = 2 \text{ g/cm}^2$. Les résultats obtenus montrent que δT_s varie de façon croissante avec δW . En effet, nous avons trouvé qu'une variation de W égale à 0.1 g/cm^2 donne une variation de δT_s égale à $0.023K$ par ailleurs une variation de W égale à 1.5 g/cm^2 donne une variation de δT_s égale à $0.5K$.

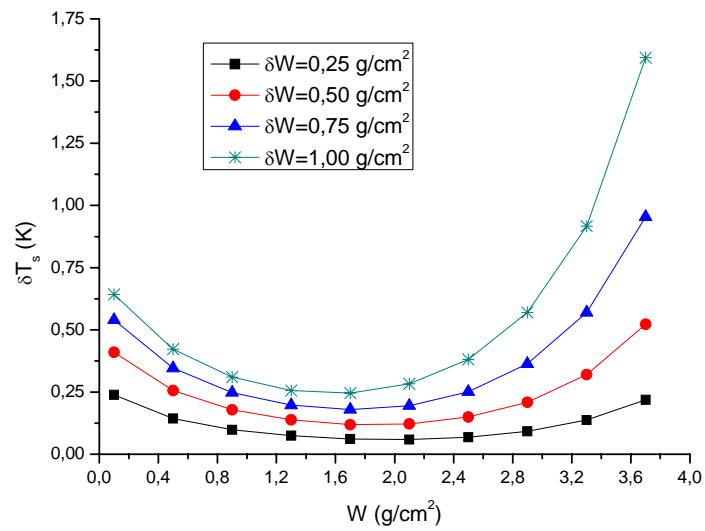


Figure 5.7 : Evolution de l'erreur probable d'estimation de la température de surface δT_s en fonction du contenu intégré en vapeur d'eau W pour différentes valeurs de l'erreur possible sur le contenu intégré en vapeur d'eau δW

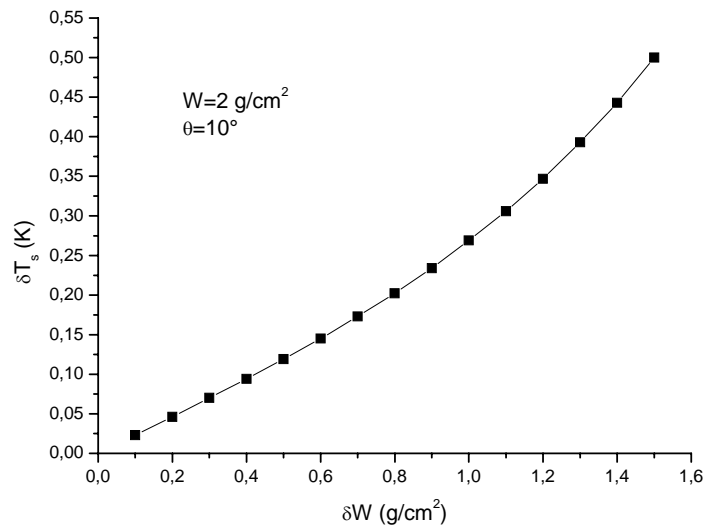


Figure 5.8 : Variation de l'erreur probable d'estimation de la température de surface en fonction de l'erreur possible sur le contenu intégré en vapeur d'eau

5.1.2.3. Analyse de sensibilité à l'angle de visée :

Pour étudier la sensibilité de l'algorithme split-window proposé à l'angle zénithal de visée nous avons considéré que le contenu intégré en vapeur d'eau $W = 2 \text{ g/cm}^2$ et l'émissivité de surface $\varepsilon_{10,8} = 0.973$ et $\varepsilon_{12} = 0.98$ et les températures de brillance des canaux IR10.8 et IR12 de MSG-1 sont respectivement 286K et 285K.

Nous avons représenté sur la figure 5.9 l'évolution de δT_s en fonction de l'angle de visée θ pour différentes valeurs de l'erreur possible sur l'angle de visée $\delta\theta$. On remarque clairement que δT_s varie de façon croissante avec θ , elle augmente aussi rapidement avec les fortes variations de θ . Les résultats obtenus montrent que une variation de θ égale à 2° entraîne à une variation de δT_s de 0K à 0.023K. Par ailleurs, une variation de θ égale à 10° entraîne à une variation de δT_s de 0.004K à 0.16K. D'après ces données on peut conclure que l'algorithme split-window proposé est peu sensible à l'angle de visée contre l'émissivité de surface et le contenu intégré en vapeur d'eau.

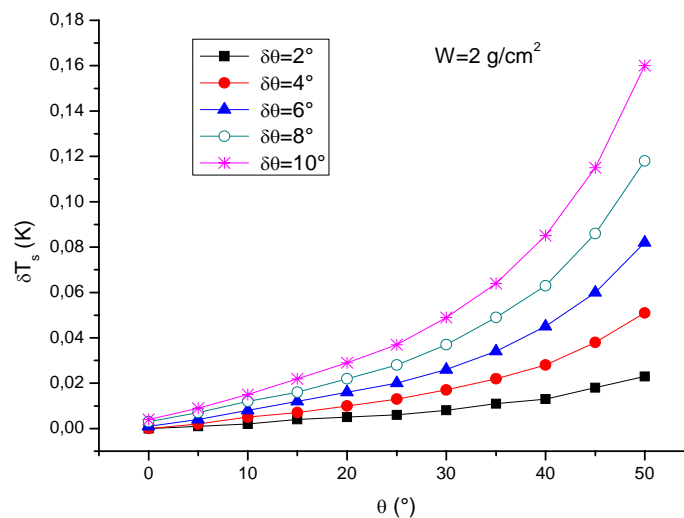


Figure 5.9 : Evolution de l'erreur probable d'estimation de la température de surface en fonction de l'angle de visée pour différentes valeurs de l'erreur possible sur l'angle de visée $\delta\theta$

5.2. Validation des résultats :

5.2.1. Validation des résultats de l'algorithme mono-canal :

La meilleure méthode pour valider l'algorithme est la comparaison avec les mesures in situ. C'est-à-dire la comparaison de la température de surface estimée avec la température de surface mesurée au sol. Mais cette méthode est impossible parce qu'il est très difficile de trouver une mesure in situ qui correspond à la taille du pixel de Météosat-7 (5×5 km). Une méthode alternative, dans cette direction, est l'utilisation des données simulées qui sont obtenues par les programmes de simulation atmosphérique comme 4A ou Modtran3.5. Les principaux paramètres d'entrées de ces programmes sont les profils verticaux de température, vapeur d'eau, ozone, la géométrie de la situation considérée (angle de visée du satellite...) et le domaine spectral considéré. A partir des informations entrées par l'utilisateur, ces programmes permettent de simuler les luminances au niveau du satellite dans l'infrarouge thermique. La température de brillance de Météosat-7 peut être obtenue à partir de la luminance simulée. La validation de notre algorithme a été faite par la comparaison avec les données simulées par Modtran3.5 (en mode Lowtran7). Les tableaux 5.1, 5.2, 5.3 et 5.4 représentent la variation de la différence entre la température de surface simulée et estimée par notre algorithme ($T_s(mod) - T_s$) pour une émissivité de surface égale à 0.98. Ces tableaux montrent que la différence $[T_s(mod) - T_s]$ ne dépasse pas $2^\circ C$, on peut conclure donc que les résultats obtenus sont acceptables et encourageants.

$T_s(mod)$	T_b	T_s	$T_s(mod) - T_s$
270	267.17	268.88	1.12
275	271.89	273.88	1.12
280	276.63	278.89	1.11
285	281.36	283.90	1.10
290	286.08	288.90	1.10
295	290.83	293.93	1.07
300	295.63	299.01	0.99
305	300.37	304.03	0.97
310	305.16	309.10	0.90
315	309.9	314.13	0.87
320	314.7	319.21	0.79

Tableau 5.1 : La différence entre la température de surface simulée et estimée pour un contenu intégré en vapeur d'eau $W = 0.394 \text{ g/cm}^2$.

$T_s(mod)$	T_b	T_s	$T_s(mod) - T_s$
270	267.68	268.81	1.19
275	272.15	273.82	1.18
280	276.65	278.88	1.12
285	281.16	283.94	1.06
290	285.69	289.03	0.97
295	290.21	294.10	0.90
300	294.79	299.25	0.75
305	299.33	304.35	0.65
310	303.94	309.53	0.47
315	308.5	314.65	0.35
320	313.14	319.86	0.14

Tableau 5.2 : La différence entre la température de surface simulée et estimée pour un contenu intégré en vapeur d'eau $W = 0.877 \text{ g/cm}^2$.

$T_s(mod)$	T_b	T_s	$T_s(mod) - T_s$
270	269.63	268.54	1.46
275	273.75	273.52	1.48
280	277.91	278.54	1.46
285	282.09	283.59	1.41
290	286.28	288.65	1.35
295	290.52	293.78	1.22
300	294.79	298.94	1.06
305	299.1	304.15	0.85
310	303.38	309.32	0.68
315	307.69	314.53	0.47
320	312.03	319.77	0.23

Tableau 5.3 : La différence entre la température de surface simulée et estimée pour un contenu intégré en vapeur d'eau $W = 1.44 \text{ g/cm}^2$.

$T_s(mod)$	T_b	T_s	$T_s(mod) - T_s$
270	275.61	269.09	0.91
275	278.58	273.70	1.30
280	281.6	278.39	1.61
285	284.68	283.18	1.82
290	287.81	288.04	1.96
295	291.01	293.01	1.99
300	294.25	298.04	1.96
305	297.52	303.12	1.88
310	300.83	308.26	1.74
315	304.16	313.44	1.56
320	307.53	318.67	1.33

Tableau 5.4 : La différence entre la température de surface simulée et estimée pour un contenu intégré en vapeur d'eau $W = 3.1 \text{ g/cm}^2$.

5.2.2. Validation des résultats de l'algorithme split-window dépendant de la vapeur d'eau :

La validation de nos résultats obtenus par l'algorithme split-window dépendant de la vapeur d'eau (local) a été faite par trois façons qui sont :

5.2.2.1. Validation par comparaison avec les données simulées :

Dans ce cas, la validation de nos résultats a été faite par la comparaison avec la température de surface calculée par l'algorithme de Sobrino et Romaguera où les températures de brillance ont été calculées par inversion de la fonction de Planck à partir de l'équation de transfert radiatif en utilisant l'approche de 'Roberts'. La méthode de validation des résultats a été expliquée sur la figure 5.10.

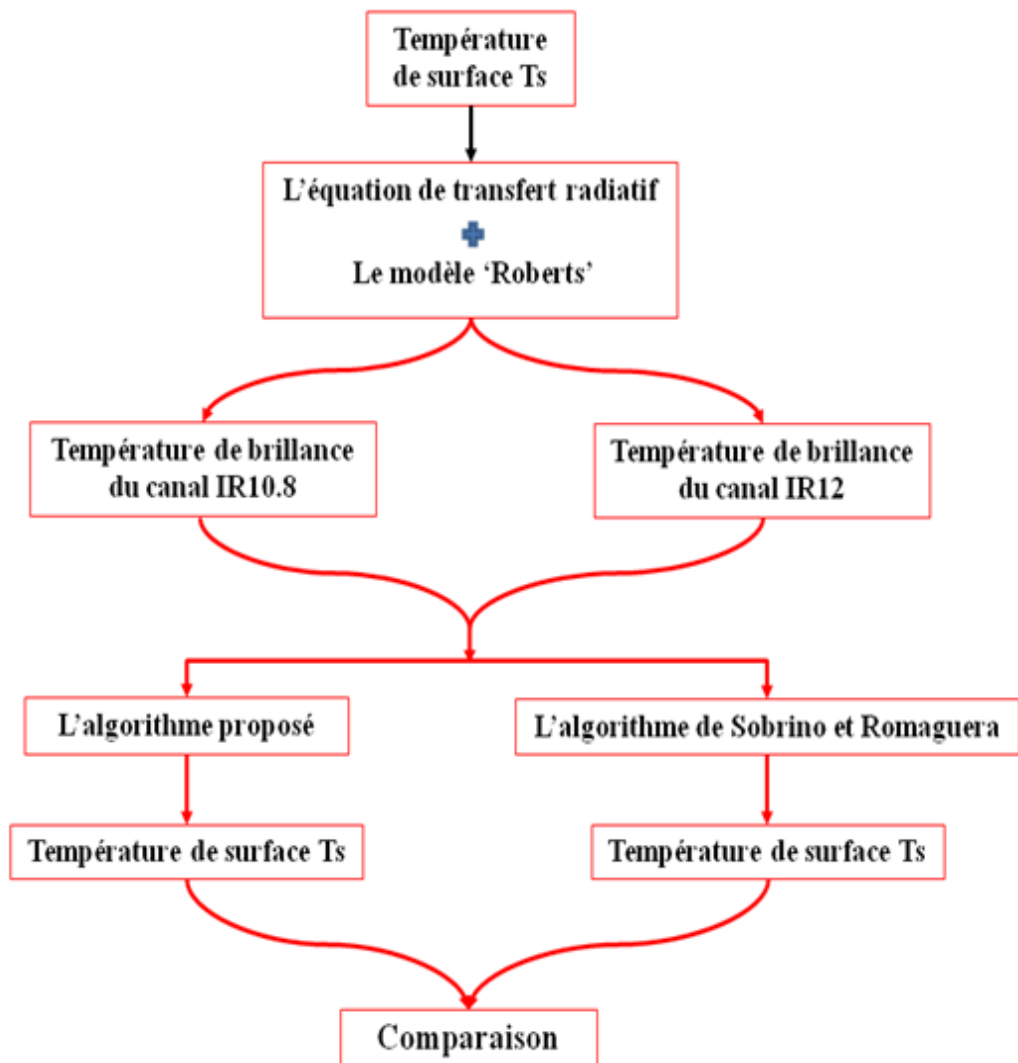


Figure 5.10 : Schéma de la méthode de validation

Nous avons premièrement couplé les données de six profils atmosphériques associés à Modtran3.5 avec l'approche de 'Roberts' pour calculer les températures de brillance des canaux IR10.8 et IR12 de MSG-1. Ensuite, nous avons utilisé ces températures de brillance pour calculer la température de surface par les deux algorithmes (notre algorithme split-window proposé et l'algorithme split-window de Sobrino et Romaguera). Un certain nombre de situations ont été conçus pour la validation : les températures de surface ($T_s = 270, 275, 280, 285, 290, 295, 300, 305, 310, 315, 320, 325$ et 330 K) avec 11 angles de visée correspondant ($\theta = 0, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45$ et 50°) ont été pris pour la simulation.

Pour une surface de type sol brun limoneux, nous avons représenté sur la figure 5.11 la variation et la relation de corrélation entre la température de surface calculée par l'algorithme split-window proposé et la température de surface calculée par l'algorithme de Sobrino et Romaguera. Nous avons trouvé une très bonne corrélation : le coefficient de corrélation obtenue égale à 0.999 et la déviation standard SD égale à 0.76 K. Aussi, la comparaison entre les deux algorithmes donne un bon résultat : la précision moyenne obtenue P_{moy} égale à 0.45K, l'erreur quadratique moyenne RMSE égale à 0.79 K.

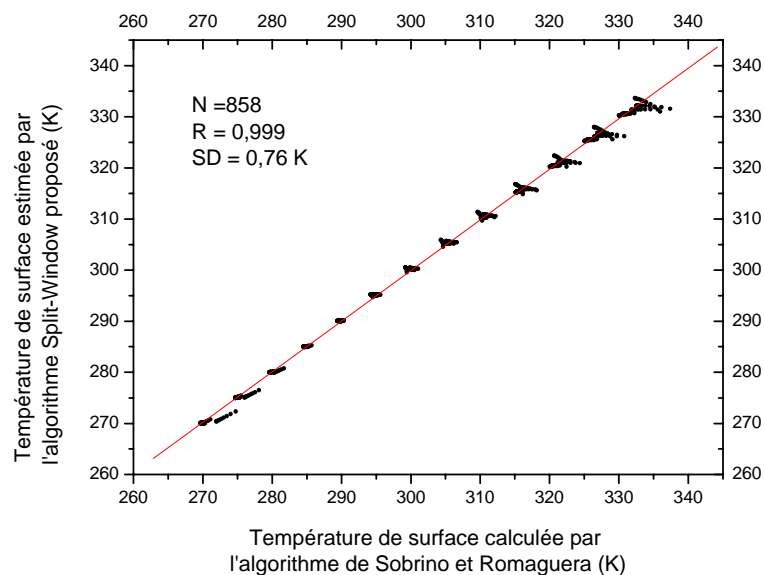


Figure 5.11 : Représentation graphique de la corrélation entre la température de surface calculée par l'algorithme split-window proposé et celle calculée par l'algorithme de Sobrino et Romaguera.

5.2.2.2. Validation par comparaison avec des autres algorithmes :

Afin de valider aussi notre algorithme, nous avons premièrement calculé les températures de brillance des canaux IR10.8 et IR12 pour différents pixels qui sont décrit aussi dans le chapitre 3 (Dar-El-Beida, Bechar, Tindouf, Niamey, Dakar, Milano, in-Salah, Tamanrasset, Madrid, Nimes-Courbessac et Agoufou) où nous avons sélectionné des jours clairs sans nuages de l'année 2006. Ensuite, ces données de températures de brillance ont été utilisées pour estimer la température de surface par notre algorithme et par l'algorithme de Sobrino et Romaguera et aussi par l'algorithme de Land-SAF.

D'une part, nous avons représenté sur la figure 5.12 la représentation graphique de la corrélation entre la température de surface estimée par notre algorithme proposé et la température de surface estimée par l'algorithme de Sobrino et Romaguera. Nous avons trouvé un bon résultat pour la validation : un coefficient de corrélation égale à 0.995 et une déviation standard SD égale à 1.34 K. D'autre part, nous avons représenté sur la figure 5.13 la représentation graphique de la corrélation entre la température de surface estimée par notre algorithme proposé et la température de surface estimée par l'algorithme de Land-SAF. Nous avons trouvé aussi un bon résultat pour la validation : un coefficient de corrélation égale à 0.993 et une déviation standard SD égale à 1.61 K.

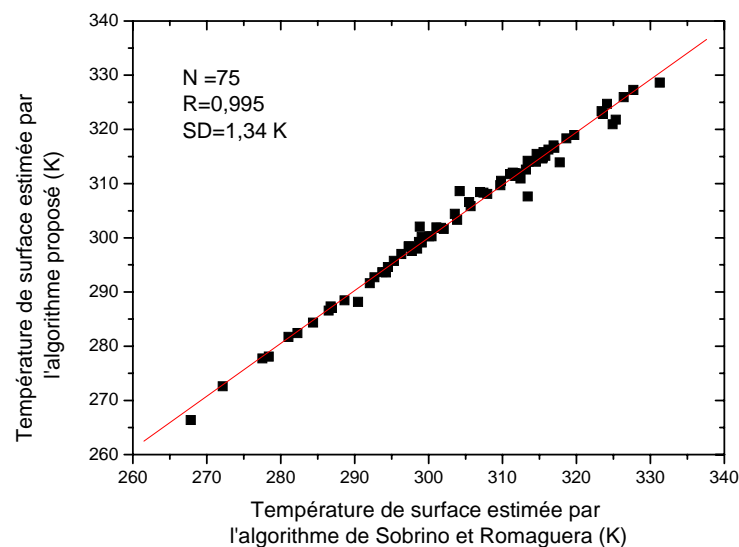


Figure 5.12 : Représentation graphique de la corrélation entre la température de surface estimée par notre algorithme proposé et la température de surface estimée par l'algorithme de Sobrino et Romaguera

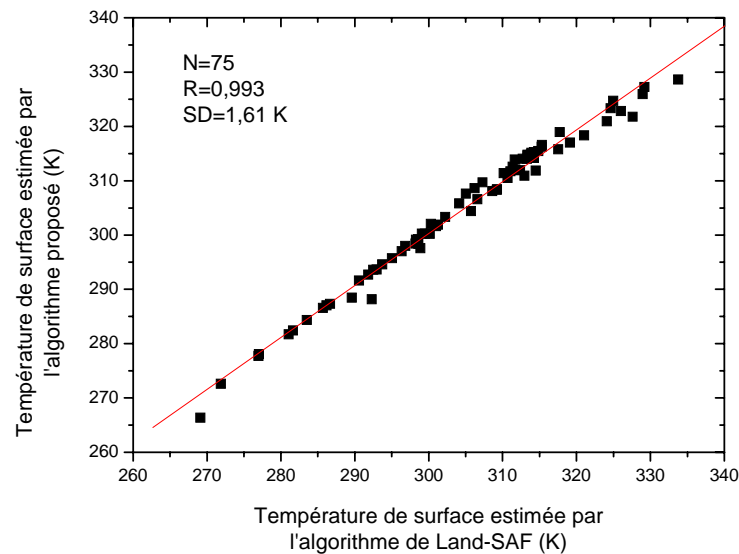


Figure 5.13 : Représentation graphique de la corrélation entre la température de surface estimée par notre algorithme proposé et la température de surface estimée par l'algorithme de Land-SAF

5.2.2.3. Validation par comparaison avec les mesures in-situ :

La meilleure méthode pour valider notre algorithme proposé est la comparaison avec les mesures in-situ. C'est-à-dire la comparaison de la température de surface estimée avec la température de surface mesurée au sol. Dans le cadre de l'Analyse multidisciplinaire de la mousson Africaine (AMMA), l'Afrique de l'Ouest a été largement instrumenté. En particulier, le site d'Agoufou situé au Mali (coordonné géographique 15.35 N et -1.48 E) qui comprend des mesures in-situ de la température de surface. Ces mesures in-situ seront utilisées pour la validation de l'algorithme split-window proposé. Quelques indications sur le capteur utilisé pour mesurer la température de surface in-situ:

- La distance entre le sol et le capteur: 3m.
- Fabricant du capteur: APOGEE.
- Modèle du capteur: IRTS-P (Precision Infrared Temperature Sensor).

Le site d'Agoufou comprend également les données d'humidité et de la température de l'air qui seront utilisées pour calculer le contenu intégré en vapeur d'eau en utilisant la formule de Reitan [50].

Donc, nous avons représenté sur les figures 5.14, 5.15 et 5.16 la comparaison de la température de surface in-situ avec la température de surface estimée par notre algorithme proposé et par l'algorithme de Sobrino et Romaguera et par l'algorithme de Land-SAF respectivement où nous avons sélectionné des jours clairs sans nuages de l'année 2006. Nous avons pris en compte seulement les valeurs de la température qui vérifient la condition $(|T_s - T_i| < \varepsilon : \varepsilon \in [10, 15] K)$ où i représente le canal IR10.8 ou IR12 (parce que nous avons utilisé dans ce travail, un développement de Taylor du premier ordre de la fonction de Planck au voisinage de la température de brillance). Nous avons trouvé des résultats acceptables : la comparaison avec notre algorithme a donnée une déviation standard SD égale à $2.11 K$ et un coefficient de corrélation égale à 0.95 , la comparaison avec l'algorithme de Sobrino et Romaguera a donnée une déviation standard SD égale à $2.27 K$ et un coefficient de corrélation égale à 0.95 , la comparaison avec l'algorithme de Land-SAF a donnée une déviation standard SD égale à $2.11 K$ et un coefficient de corrélation égale à 0.96 . On peut conclure que les trois algorithmes ont donné des résultats avec un bon accord avec les mesures in-situ.

Ces figures montrent aussi qu'il y a une faible différence entre les calculs et les mesures, cette différence est due probablement à plusieurs paramètres tels que la présence d'aérosol dans l'atmosphère et le manque de connaissance de l'émissivité de surface. Cette méthode de comparaison reste insuffisante parce qu'il est très difficile de trouver une mesure in-situ qui correspond à la taille du pixel de MSG-1 ($3 \times 3 km$).

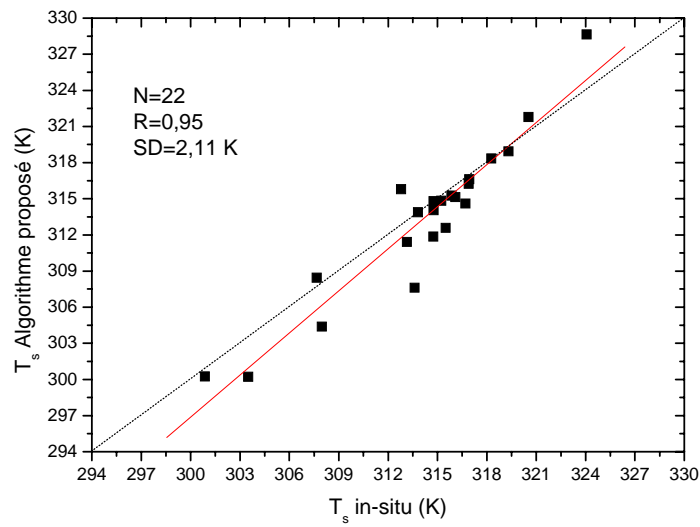


Figure 5.14 : Comparaison entre la température de surface estimée par notre algorithme proposé et la température de surface in-situ pour le pixel d'Agoufou en Mali

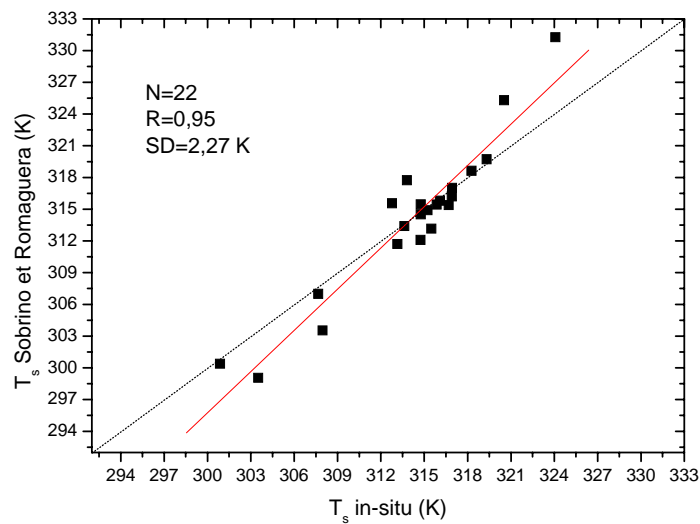


Figure 5.15 : Comparaison entre la température de surface estimée par l'algorithme de Sobrino et Romaguera et la température de surface in-situ pour le pixel d'Agoufou en Mali

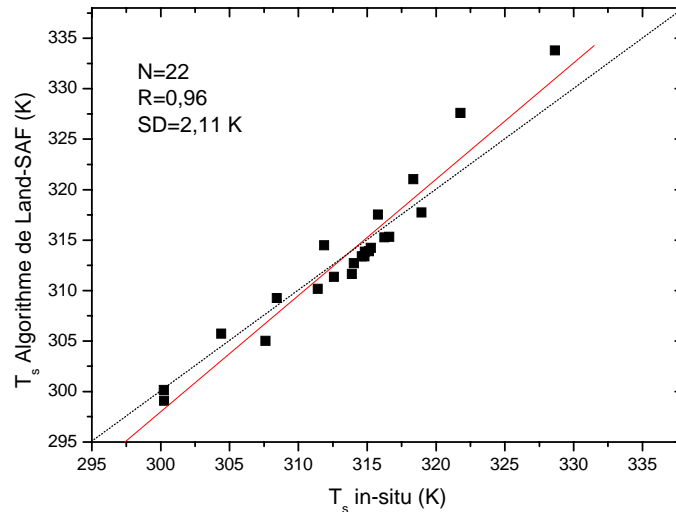


Figure 5.16 : Comparaison entre la température de surface estimée par l’algorithme de Land-SAF et la température de surface in-situ pour le pixel d’Agoufou en Mali

5.2.3. Validation des résultats de l’algorithme split-window indépendant de la vapeur d’eau :

La validation de nos résultats obtenus par l’algorithme split-window indépendant de la vapeur d’eau (global) a été faite par deux façons qui sont :

5.2.3.1. Validation par comparaison avec d’autres algorithmes :

Afin de valider nos résultats, nous avons premièrement calculé les températures de brillance des canaux IR10.8 et IR12 pour les mêmes pixels décrits précédemment dans la section (5.2.2.2). Ensuite, ces données de températures de brillance ont été utilisées pour estimer la température de surface par notre algorithme et par l’algorithme de Sobrino et Romaguera et aussi par l’algorithme de Land-SAF.

Nous avons d’abord représenté sur la figure 5.17 la représentation graphique de la corrélation entre la température de surface estimée par l’algorithme global et la température de surface estimée par l’algorithme de Sobrino et Romaguera. Nous avons trouvé un bon résultat pour la validation : un coefficient de corrélation égale à 0.994 et une déviation standard SD égale à 1.55 K. Ensuite, nous avons représenté sur la figure 5.18 la représentation graphique de la corrélation entre la température de surface estimée par

l'algorithme global proposé et la température de surface estimée par l'algorithme de Land-SAF. Nous avons trouvé aussi un bon résultat pour la validation : un coefficient de corrélation égale à 0.990 une déviation standard SD égale à 2.06 K.

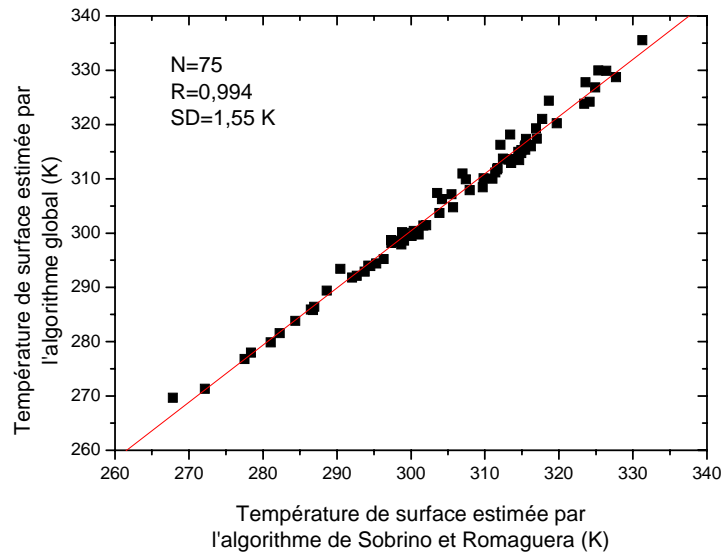


Figure 5.17 : Représentation graphique de la corrélation entre la température de surface estimée par l'algorithme global proposé et la température de surface estimée par l'algorithme de Sobrino et Romaguera

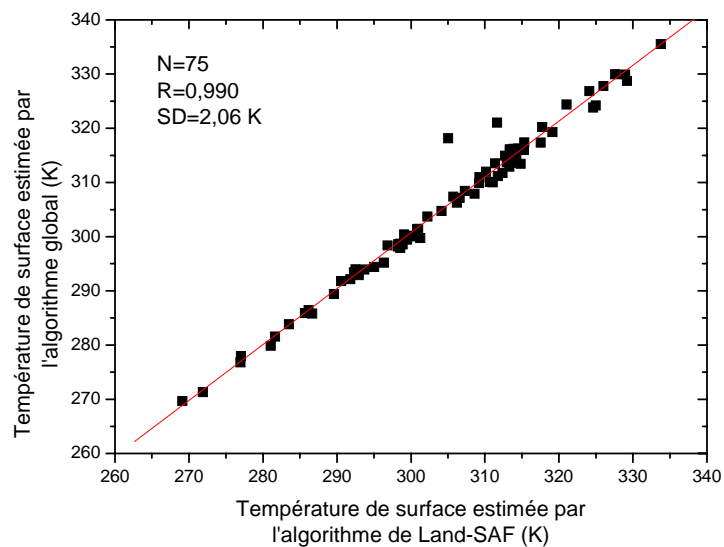


Figure 5.18 : Représentation graphique de la corrélation entre la température de surface estimée par l'algorithme global proposé et la température de surface estimée par l'algorithme de Land-SAF

5.2.3.2. Validation par comparaison avec les mesures in-situ :

Nous avons représenté sur la figure 5.19 la comparaison entre la température de surface estimée par notre algorithme et la température de surface in-situ pour le pixel d'Agoufou en Mali (le même pixel décrit précédemment). Nous avons pris en compte seulement les valeurs de la température qui vérifient la condition ($|T_s - T_i| < \varepsilon : \varepsilon \in [10, 15] K$) où i représente le canal IR10.8 ou IR12. Nous avons trouvé des résultats acceptables : une déviation standard SD égale à 3.44 K et un coefficient de corrélation égale à 0.91. Cette méthode de comparaison reste insuffisante parce qu'il est très difficile de trouver une mesure in-situ qui correspond la taille du pixel de MSG-1 ($3 \times 3 km$).

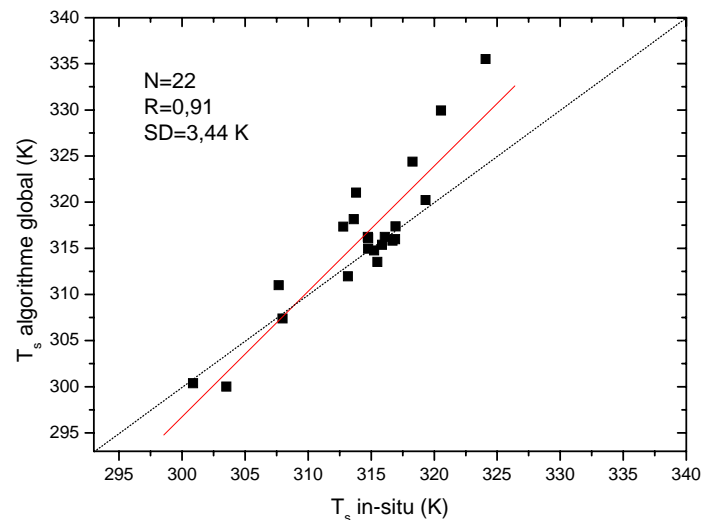


Figure 5.19 : Comparaison entre la température de surface estimée par l'algorithme global proposé et la température de surface in-situ

5.3. Etude comparative entre les méthodes d'estimation de la température de surface :

5.3.1. Comparaison entre les algorithmes de type-split-window :

Dans cette partie, on veut étudier la précision des quatre algorithmes split-window qui sont décrits précédemment à partir de la comparaison avec les mesures in-situ pour le pixel

d'Agoufou en Mali (le même pixel décrit précédemment), ces quatre algorithmes sont: 1) Algorithme local proposé (dépend de la vapeur d'eau) ; 2) Algorithme de Sobrino et Romaguera ; 3) Algorithme de Land-SAF et 4) Algorithme global proposé.

Dans le tableau 5.5 nous avons représenté les valeurs calculées de l'erreur quadratique moyenne "RMSE", la précision moyenne "P_{moy}", la déviation standard "SD" et le coefficient de corrélation "R". L'erreur quadratique moyenne est calculée comme $[\sum (T_i - T_s)^2 / N]^{1/2}$ où T_i représente la température estimée, T_s représente la température de surface mesurée et N représente le nombre d'échantillons pour le calcul. La précision moyenne est calculée comme $[\sum |T_i - T_s| / N]$. La comparaison entre les résultats obtenus par les quatre algorithmes montre clairement que l'algorithme split-window local proposé dans ce travail a donné une meilleure précision.

	Algorithme local proposé	Algorithme de Sobrino et Romaguera	Algorithme de Land-SAF	Algorithme global
Erreur quadratique moyenne "RMSE" (K)	2.32	2.66	3.90	4.19
Précision moyenne "P _{moy} " (K)	1.68	1.82	3.10	2.80
Déviat ion standard "SD" (K)	2.11	2.27	2.11	3.44
Coefficient de corrélation "R"	0.95	0.95	0.96	0.91

Tableau 5.5 : Les valeurs calculées de l'erreur quadratique moyenne "RMSE", la précision moyenne "P_{moy}", la déviation standard "SD" et le coefficient de corrélation "R" à partir de la comparaison avec les mesures in-situ.

5.3.2. Comparaison entre la méthode mono-canal et la technique split-window :

On veut maintenant essayer de faire une comparaison entre l'algorithme mono-canal et l'algorithme split-window dépendant de la vapeur d'eau. Pour cela, nous avons modifié

l'algorithme mono-canal proposé dans notre travail pour devenir adapté aux avec les données du canal infrarouge IR10.8 de MSG-1. La comparaison donc a été faite pour tous les profils atmosphériques de la base de données TIGR en ciel clair et avec un contenu intégré en vapeur d'eau inférieur à 4.25 g cm^{-2} , les températures de brillance ont été calculées par inversion de la fonction de Planck à partir de l'équation de transfert radiatif en utilisant l'approche de 'Roberts'. L'émissivité de surface dans cette comparaison a été considéré constante et égale à 1. Les résultats obtenus ont été représentés sur la figure 5.20. La figure montre que l'algorithme split-window et l'algorithme mono-canal ont donné des résultats acceptables mais l'algorithme split-window a donné une meilleure précision pour les grandes valeurs du contenu intégré en vapeur.

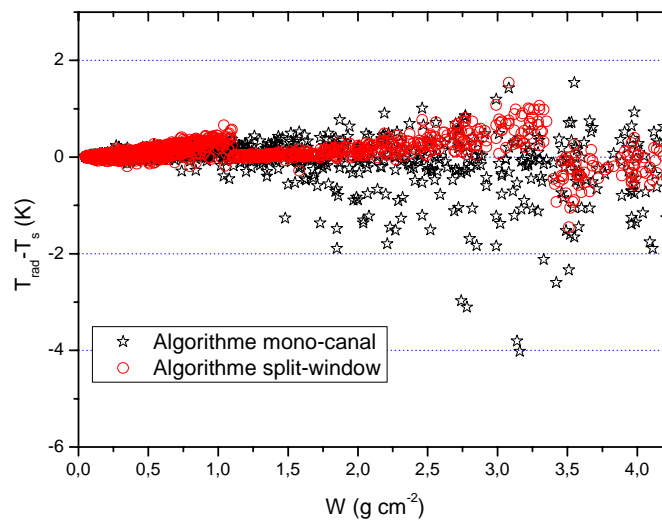


Figure 5.20 : Différence entre la température de surface prise à partir du radiosondage (T_{rad}) et la température de surface calculée par les deux algorithmes mono-canal et split-window en fonction du contenu intégré en vapeur d'eau.

5.4. Applications :

5.4.1. Température de surface d'un pixel sur la mer Méditerranée :

Le pixel étudié ici se trouve sur la mer Méditerranée entre l'Algérie et la France, de coordonnées géographiques $37,5^\circ\text{N}$ de latitude et $4,0^\circ\text{E}$ de longitude. Dans ce pixel nous n'avons pas les données des observations météorologiques donc l'algorithme split-window global développé dans ce travail représente une solution de ce problème. En appliquant cet algorithme nous avons pu estimer la température de surface sur la mer, dans les figures

5.21, 5.22 et 5.23 nous avons représenté la variation de la température de surface du pixel étudié en fonction du jour de l'année pour les heures 09 :00, 12 :00 et 15 :00 TU respectivement en 2006.

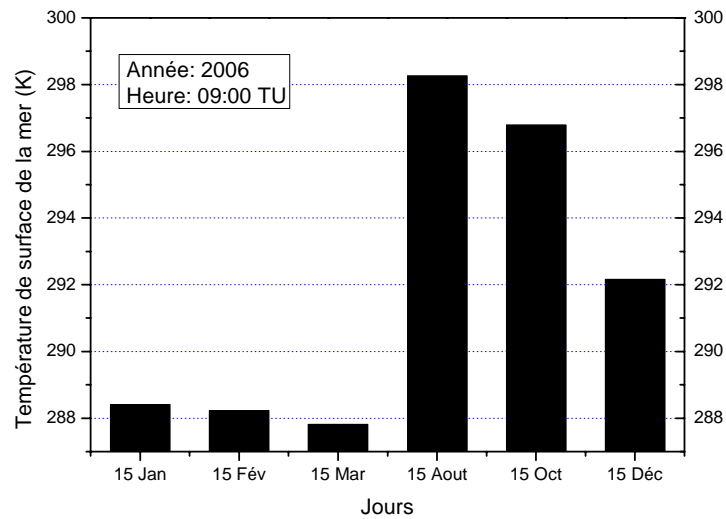


Figure 5.21 : Variation de la température de surface du pixel étudié à 09 :00 TU en fonction du jour de l'année 2006

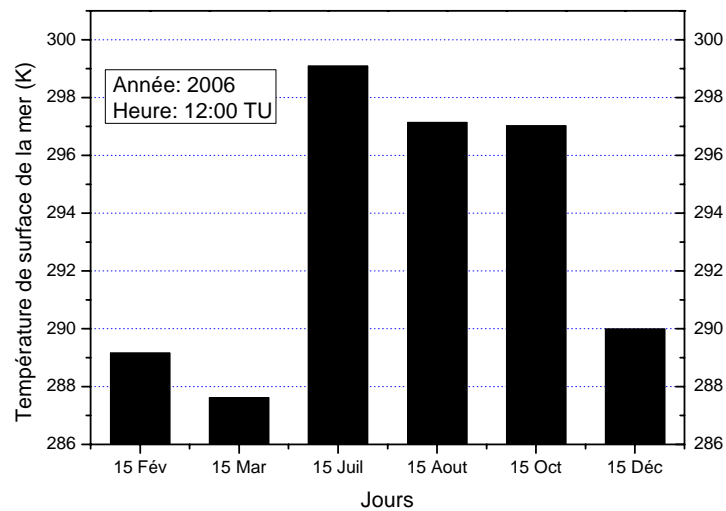


Figure 5.22 : Variation de la température de surface du pixel étudié à 12 :00 TU en fonction du jour de l'année 2006

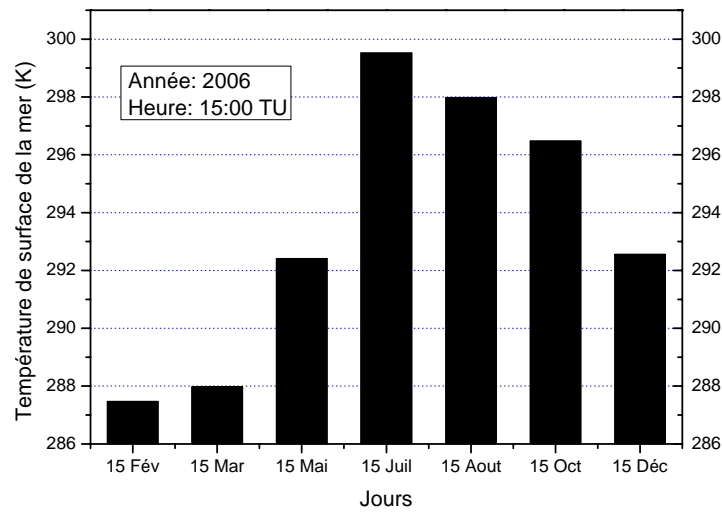


Figure 5.23 : Variation de la température de surface du pixel étudié à 15 :00 TU en fonction du jour de l'année 2006

5.4.2. Distribution spatiale de la température de surface estimée à partir des données de MSG-1:

La connaissance de la température de surface est nécessaire pour la détection des zones sensible qui ont tendance à la désertification. Ici nous avons réalisé un exemple sur la distribution spatiale de la température de surface autour la région de Dar-El-Beida (Alger). La région de Dar-El-Beida situé au nord-centre Algérien de coordonnées géographiques 36,68°N de latitude et 3,21°E de longitude à une altitude de 29 m, se caractérise d'un climat méditerranéen. Dans les figures 5.24 et 5.25 nous avons représenté respectivement la distribution spatiale de la température de brillance du canal IR10.8 et IR12 (température de surface avant les corrections atmosphériques) autour du pixel de Dar-El-Beida le 15 mars 2006 à 12h00.

En utilisant l'algorithme split-window local, nous avons représenté dans la figure 5.26 la distribution spatiale de la température de surface après les corrections atmosphériques autour du pixel de Dar-El-Beida le 15 mars 2006 à 12h00. Nous avons considéré que tous les pixels de cette image ont mêmes valeurs d'émissivité et ont mêmes valeurs de contenu atmosphérique en eau, ces valeurs sont considérés égaux à la valeur du pixel centre (Dar-El-Beida).

L'image dans les figures précédentes est constituée de 51×51 pixels avec une résolution spatiale de 3km sur 3km.

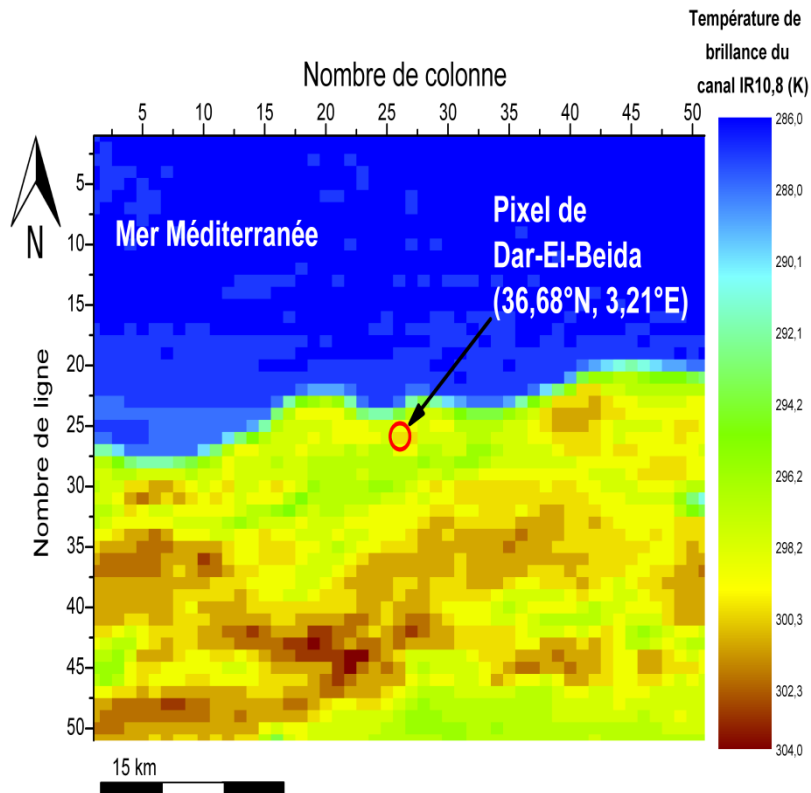


Figure 5.24 : Distribution spatiale de la température de brillance du canal IR10.8 autour du pixel de Dar-EI-Beida le 15 mars 2006 à 12h00

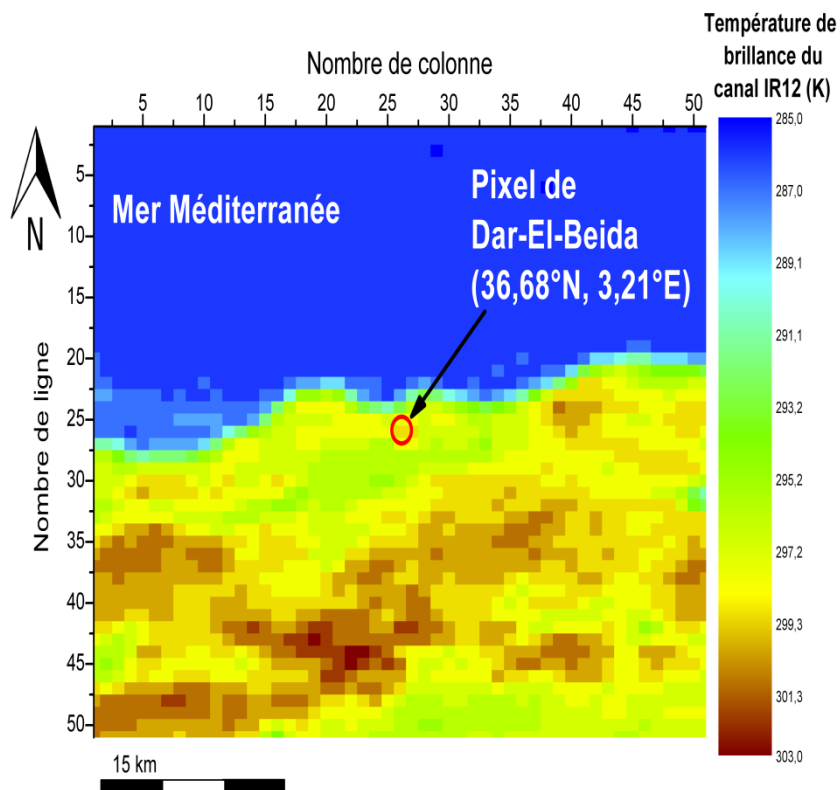


Figure 5.25 : Distribution spatiale de la température de brillance du canal IR12 autour du pixel de Dar-EI-Beida le 15 mars 2006 à 12h00

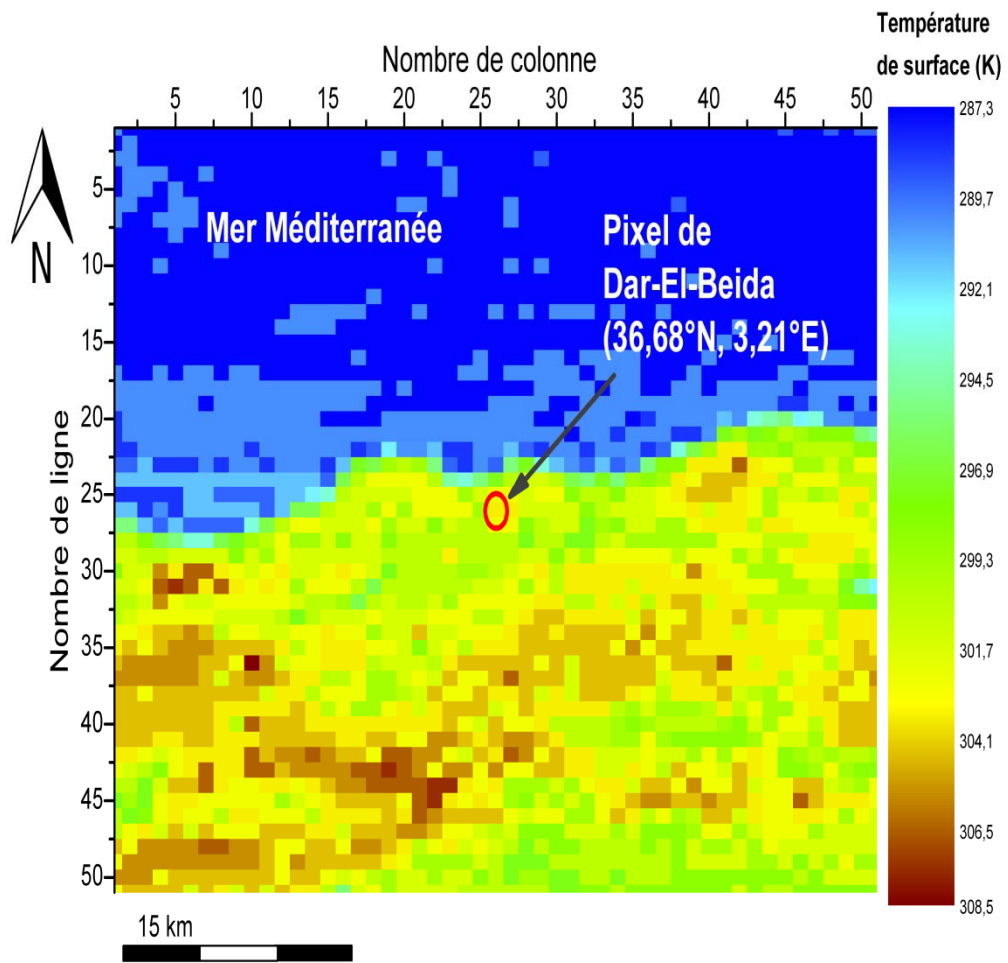


Figure 5.26 : Distribution spatiale de la température de surface autour du pixel de Dar-El-Beida le 15 mars 2006 à 12h00



Conclusion générale

CONCLUSION GENERALE

La télédétection satellitaire joue un rôle très important pour l'étude des variations spatio-temporelles de l'état de la surface et de l'atmosphère terrestre. Les méthodes de calcul de la température de brillance à partir des données de Météosat-7 et MSG-1 ont été présentées en détail dans ce travail. Nous avons montré que la correction de la température de brillance mesurée par le satellite de l'effet atmosphérique est très exigée lors de l'estimation de la température de surface. D'une part, nous avons étudié en particulier l'effet de la vapeur d'eau qui est l'absorbant majeur dans l'infrarouge thermique. Dans ce contexte, une méthode permet de déterminer le contenu atmosphérique intégré en vapeur d'eau à partir des données satellitaire a été développée. D'autre part, nous avons constaté que, lors de l'estimation de la température de surface par satellite, il faut sélectionner des jours clairs sans aérosol ou bien il faut prendre en compte l'effet de l'aérosol. Le présent travail met en évidence de nouveaux algorithmes qui permettent d'estimer la température de surface à partir de l'information satellitaire.

Nous avons d'abord développé un algorithme mono-canal pour l'estimation de la température de surface par Météosat-7, cet algorithme a été obtenu à partir de l'équation de transfert radiatif. Nous avons déterminé la température de l'air effective et la transmittance atmosphérique qui sont directement utilisés dans l'algorithme de calcul. Les résultats obtenus par notre algorithme mono-canal ont été validés par comparaison avec les résultats de simulation par Modtran3.5 (en mode Lowtran7) où nous avons trouvé un bon résultat. Nous avons constaté que la connaissance de l'état de l'atmosphère et l'état du sol est très importante pour la précision des calculs. Si l'état de l'atmosphère est inconnu, on a eu dans ce cas recours à la méthode dite split-window et les images de Météosat Second Génération qui possède plusieurs canaux dans l'infrarouge thermique.

Ensuite, nous avons développé un algorithme split-window dépendant de la vapeur d'eau (local) pour l'estimation de la température de surface à partir de données des canaux infrarouges thermiques IR10.8 et IR12.0 de MSG-1. Cet algorithme est obtenu à partir de

l'équation de transfert radiatif et nécessite la connaissance du contenu atmosphérique intégré en vapeur d'eau et l'émissivité spectrale de surface. Nous avons simplifié la fonction de Planck pour les canaux IR10.8 et IR12 de MSG-1. Nous avons aussi utilisé l'approche de 'Roberts' pour créer une relation entre la transmittance atmosphérique et le contenu atmosphérique en eau. Par ailleurs, nous avons étudié la sensibilité de l'algorithme split-window local à l'émissivité de surface et au contenu intégré en vapeur d'eau et à l'angle zénithal de visée. La validation de cet algorithme a été faite par la comparaison avec l'algorithme de Sobrino et Romaguera et avec l'algorithme de Land-SAF et aussi avec les mesures in-situ.

Un autre algorithme split-window indépendant de la vapeur d'eau (global) pour les données de MSG-1 a été aussi développé, il permet d'estimer la température de surface en cas de W est inconnue. La validation de l'algorithme split-window global a été aussi faite par la comparaison avec l'algorithme de Sobrino et Romaguera, avec l'algorithme de Land-SAF et avec les mesures in-situ.

La comparaison entre la température de surface estimée et la température de surface mesurée (in-situ) a montré que la précision de l'algorithme split-window local proposé est la plus grande par rapport aux autres algorithmes (l'algorithme de Sobrino et Romaguera, l'algorithme de Land-SAF et l'algorithme split-window global). Par ailleurs, la comparaison de l'algorithme split-window local avec l'algorithme mono-canal (en utilisant le canal IR10.8) a montré que les deux algorithmes peuvent donner un bon résultat mais l'algorithme split-window local a donné une meilleure précision pour les grandes valeurs du contenu intégré en vapeur d'eau.

En conclusion, les trois algorithmes présentés dans ce travail peuvent être utilisés pour l'estimation de la température de surface avec une précision acceptable. Cependant, nous pouvons améliorer ces algorithmes si nous pouvons prendre en compte l'effet de la diffusion dû à la présence de l'aérosol dans l'atmosphère.



Références

REFERENCES

- [1] O. Diop, "Détection de nuages de poussière dans les images Météosat à l'aide des attributs de textures et de la fusion de segmentations : application à la zone sahélienne du continent africain," *Thèse de doctorat*, INSA, Rennes, France, 144 p., 2007.
- [2] A. Ratier, H. Roquet, J. Schmetz et S. Sénési, "L'imagerie géostationnaire et son évolution," *La Météorologie*, no. 40, pp. 74-79, 2003.
- [3] D. Renaut, "Les satellites Météorologiques," *La Météorologie*, no. 45, pp. 33-37, 2004.
- [4] Z. - L. Li, "L'émissivité spectrale en télédétection infrarouge thermique : Mesure relative, analyse spectrale et impacts sur la détermination de la température de surface," *Thèse de doctorat*, université Louis Pasteur de Strasbourg, France, 162 p., 1990.
- [5] F. Becker et Z. -L. Li, "Surface temperature and emissivity at various scales: definition, measurement and related problems," *Workshop on thermal remote sensing*, La Londe Les Maures, France, 20-23 September 1993.
- [6] J. A. Sobrino et M. Romaguera, "Land surface temperature retrieval from MSG1-SEVIRI data," *Remote Sensing of Environment*, vol. 92, no. 2, pp. 247-254, 2004.
- [7] J. Zhou, W. Zhan, D. Hu et X. Zhao, "Improvement of Mono-window Algorithm for Retrieving Land Surface Temperature from HJ-1B Satellite Data," *Chinese Geography Science*, vol. 20, no. 2, pp. 123-131, 2010.
- [8] M. S. Malkevich et A. K. Gorodetsky, "Determination of ocean surface temperature taking account of atmospheric effects by measurements of the angular IR-Radiation distribution of the (ocean – atmosphere) system made from the satellite (Cosmos-1151)," *Remote Sensing Reviews*, vol. 3, pp. 137-161, 1988.
- [9] A. Labbi et A. Mokhnache, "Un simple algorithme mono-canal pour l'estimation de la température de surface à partir des images du canal infrarouge thermique

- de METEOSAT ,” *Revue des Energies Renouvelables*, vol. 13, no. 2, pp. 327-338, 2010.
- [10] A. Labbi et A. Mokhnache, “Derivation of split-window algorithm to retrieve land surface temperature from MSG-1 thermal infrared data,” *European Journal of Remote Sensing*, vol. 48, no. 2, pp. 719-742, 2015.
- [11] M. L. Steyn-Ross et D. A. Steyn-Ross, “Land Surface Temperature Retrieval from AVHRR, Influence of Surface Emissivity and Atmospheric Water Vapor,” *Proceedings of the 1996 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Lincoln, Nebraska, USA, no. 96CH35875, pp. 2098-2100, 1996.
- [12] D. Anding et R. Kauth, “Estimation of sea surface temperature from space,” *Remote Sensing of Environment*, vol. 1, pp. 217-220, 1970.
- [13] M. Sidran, “Infrared sensing of sea surface temperature from space,” *Remote Sensing of Environment*, vol. 10, pp. 101-114, 1980.
- [14] A. J. Prata, “Land surface temperatures Derived from the advanced very high resolution radiometer and the along-track scanning radiometer,” *Journal of Geophysical Research*, vol. 98, no. D9, pp. 16689-16702, 1993.
- [15] H. Tonooka, “An atmospheric correction algorithm for thermal infrared multispectral data over Land–A water–Vapor scaling method,” *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 39, no. 3, pp. 682-692, 2001.
- [16] A. Labbi et A. Mokhnache, “Estimation de la temperature de surface de la mer par Météosat Second Génération MSG-1,” *Photo-interpretation European Journal of Applied Remote Sensing*, vol. 51, no. 1, pp. 6-12 & 36-38, 2015.
- [17] J. C. Price, “Estimating surface temperature from satellite thermal infrared data – A simple formulation for the atmospheric effect,” *Remote Sensing of Environment*, vol. 13, pp. 353-361, 1983.
- [18] T. Schmugge, P. Bougarel, M. Sugita et W. Brutsaert, “Atmospheric corrections to AVHRR thermal data in FIFE,” *Workshop on thermal remote sensing*, La Londe Les Maures, France, 20-23 September 1993.
- [19] C. François et C. Ottlé, “Atmospheric correction in the thermal infrared: global and water vapour dependent split – window algorithms – Application to ATSR

- and AVHRR Data,” *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 34, no. 2, pp. 457 – 470, 1996.
- [20] C. Ottlé et D. Vidal – Madjar, “Estimation of land surface temperature with NOAA9 data,” *Remote Sensing of Environment*, vol. 40, pp. 27 – 41, 1992.
- [21] J. A. Sobrino, Zhao-Liang Li, et Marc P. Stoll, “Impact of the Atmospheric Transmittance and Total Water Vapor Content in the Algorithms for Estimating Satellite Sea Surface Temperatures,” *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 31, no. 5, 1993.
- [22] Z. Wan et J. Dozier, “A Generalized Split- Window Algorithm for Retrieving Land-Surface Temperature from Space,” *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 34, no. 4, pp. 892-905, 1996.
- [23] F. M. Murray, “On the computation of saturation vapor pressure”, *Journal of Applied Meteorology*, vol. 6, pp. 203-204, 1967.
- [24] J. Lenoble, “Atmospheric radiative transfer,” A. *DEEPAK Publishing*, USA, 1993.
- [25] N. Crysoulakis et C. Cartalis, “Improving the estimation of land surface temperature for the region of Greece: adjustment of a split window algorithm to account for the distribution of perceptible water”, *International Journal of Remote Sensing*, vol. 23, no. 5, pp. 871-880, 2002.
- [26] N. Clerbaux, “Use of TIGR-3 atmospheric profiles as input for SBDART”, internal document MSG-RMIB-GE-TN-0029, RMIB, 2001.
- [27] Z. Qin, A. Karnieli et P. Berliner, “A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region”, *International Journal of Remote sensing*, vol. 22, no. 18, 3719-3746, 2001.
- [28] P. Dash, “Land surface temperature and emissivity retrieval from satellite measurements”, *Thèse de doctorat*, Université de Karlsruhe, Allemagne, 2005.
- [29] P. Ovidiu, “Télédétection de l’aérosol désertique depuis le sol par radiométrie infrarouge thermique multibande”, *thèse de Doctorat*, Université des sciences et technologies de Lille, France, 203 p., 2003.
- [30] G.-M. Jiang, “Retrievals of land surface emissivity and land surface temperature from MSG1-SEVIRI data,” *thèse de doctorat*, université Louis Pasteur de Strasbourg, France, 2007.
- [31] K. N. Liou, “An Introduction to Atmospheric Radiation,” *Academic press*, USA, 583 p., 1980.

- [32] P. H. Communay, "Héliothermique : le gisement solaire, Méthodes et calculs," *Édition du GRE*, France, 511 p., 2002.
- [33] C. Pierangelo, "Apports du sondage infrarouge à l'étude des aérosols atmosphériques", *Thèse de doctorat*, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, France, 282 p., 2005.
- [34] R. E. Roberts, J. E. Selby et L. M. Biberman, "Infrared continuum absorption by atmospheric water vapor in the 8-12 μ m window", *Applied Optics*, 15, pp. 2085-2090, 1976.
- [35] A. N. French, J.M. Norman et M.C. Anderson, "A simple and fast atmospheric correction for spaceborne remote sensing of surface temperature", *Remote Sensing of Environment*, vol. 87, pp. 326 - 333, 2003.
- [36] T. Zhang, J. Wen, R. Velde, X. Meng, Z. Li, Y. Liu et R. Liu, "Estimation of the total atmospheric water vapor content and land surface temperature based on AATSR thermal data", *Sensors*, 8, pp. 1832-1845, 2008.
- [37] T. J. Kleespies et L. M. McMillin, "Retrieval of precipitable water from observations in the split-window over varying surface temperatures", *Journal of Applied Meteorology*, 29, pp. 851-862, 1990.
- [38] K. Mao, Z. Qin, J. Shi et P. Gong, "A practical split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from MODIS data", *International Journal of Remote Sensing*, vol. 26, no. 15, pp. 3181-3204, 2005.
- [39] M. Schroedter-Homscheidt, A. Drews et S. Heise, "Total water vapor column retrieval from MSG-SEVIRI split-window measurements exploiting the daily cycle of land surface temperatures", *Remote Sensing of Environment*, vol. 112, pp. 249-258, 2008.
- [40] G. Vergé-Dépré, "Télédétection multispectrale des poussières désertiques dans l'infrarouge thermique au-dessus de l'Afrique à partir de MSG/SEVIRI", *Thèse de doctorat*, université des Antilles et de la Guyane, 252 p., 2007.
- [41] I. Genkova, C. Velden, M. Shapiro, H.-M. Hsu, J. Dunion et D. Stettner, "Saharan dust motion extraction from MSG-SEVIRI". *9th International Winds Workshop*, Annapolis, MD, USA, 14-18 April 2008.
- [42] M. Herman, J. L. Deuzé, C. Devaux, P. Goloub, F.M. Bréon et D. Tanré, "Remote sensing of aerosols over land surfaces, including polarisation measurements. Application to Polder Measurements", *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, pp. 17039-17049, 1997.

- [43] J. M. Prospero, P. Ginoux, O. Torres, S. E. Nicholson et T. E. Gill, “Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the NIMBUS 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product”, *Reviews of Geophysics.*, vol. 40, no. 1, pp. (2)1-(2)31, 2002.
- [44] M. Legrand, A. Plana-Fattori et C. N’Doumé: “Satellite detection of dust using the IR imagery of Meteosat - 1. Infrared difference dust index”, *Journal of Geophysical Research*, vol. 106, pp. 18251-18274, 2001.
- [45] M. C. Baddock, J. E. Bullard et R. G. Bryant, “Dust source identification using MODIS: a comparison of techniques applied to the Lake Eyre Basin, Australia”, *Remote Sensing of Environment*, vol. 113, pp. 1511-1528, 2009.
- [46] I. F. Trigo, I. T. Monteiro, F. Olesen et E. Kabsch, “An assessment of remotely sensed land surface temperature”, *Journal of Geophysical Research*, vol. 113, 2008.
- [47] LSA-SAF, “Algorithm Theoretical Basis Document for Land Surface Temperature (LST)”, *SAF/LAND/IM/ATBD_LST/1.0*, Issue 1.0, 16 juin 2009.
- [48] J. Jiménez-Muñoz et J. A. Sobrino, “Split-Window Coefficients for land surface temperature retrieval from low-resolution thermal infrared sensors”, *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, vol. 5, no. 4, pp. 806 – 809, 2008.
- [49] J. C. Price, “Land surface temperature measurements from the split-window channels of NOAA-7 AVHRR-2”, *Journal of Geophysical Research*, vol. 89, pp. 7231-7237, 1984.
- [50] C. H. Reitan, “Surface dew point and water vapor aloft” *Journal of Applied Meteorology*, vol. 2, pp. 776-777, 1963.

RESUME

Cette thèse est une contribution à l'estimation de la température de surface (T_s) à partir des données satellitaires dans le domaine infrarouge thermique. Pour l'estimation de T_s par satellite on doit d'abord corriger les effets atmosphériques. Dans ce cadre, on propose trois algorithmes pour l'estimation de T_s . Le premier algorithme est mono-canal; il permet d'estimer T_s à partir des données de Météosat-7. Le deuxième algorithme est de type split-window dépendant du contenu intégré en vapeur d'eau (W); il permet d'estimer T_s à partir des données de Météosat Second Génération (MSG-1). Le troisième algorithme est de type split-window global qui permet d'estimer T_s dans le cas où la valeur de W est inconnue. Les résultats obtenus ont été validés par simulation théorique, par comparaison avec d'autres algorithmes et aussi par comparaison avec les mesures in-situ.

Mots Clés : *température de surface, télédétection infrarouge thermique, méthode mono-canal, technique split-window, Météosat-7, MSG-1.*

Synergy meteorological observations and satellite imagery to estimate surface temperature

ABSTRACT

This thesis is a contribution to estimate surface temperature (T_s) from satellite thermal infrared data. For estimate T_s by satellite we must first correct the atmospheric effects. In this framework, we propose three algorithms for estimating T_s . The first algorithm is mono-channel: it can estimate T_s from Meteosat-7 data. The second algorithm is split-window who depends on the integrated water vapor content (W); it can estimate T_s from the Meteosat Second Generation data (MSG-1). The third algorithm is split-window global for estimating T_s in the case where the value of W is unknown. The results were validated by theoretical simulation, by comparison with other algorithms, and also by comparison with the in-situ measurements.

Key Words: *surface temperature, thermal infrared remote sensing, mono-canal method, split-window technique, Météosat-7, MSG-1.*

مشاركة معطيات الأرصاد الجوية مع صور الأقمار الصناعية لتقدير درجة حرارة السطح

ملخص

هذه الأطروحة هي مساهمة في تقدير درجة حرارة السطح (T_s) انطلاقاً من معطيات الأقمار الاصطناعية في المجال الطيفي ما تحت الأحمر الحراري. لتحديد T_s يجب علينا أولاً تصحيح الإشارة الملتقطة من تأثير الغلاف الجوي. في هذا الإطار، قمنا باقتراح ثلاث خوارزميات لتقدير T_s . الخوارزمية الأولى هو أحادي القناة يسمح بتقدير T_s انطلاقاً من معطيات متيوسات-7. الخوارزمية الثاني هو من النوع النافذة المنقسمة الذي يتعلق بمحتوى الغلاف الجوي من بخار الماء (W) حيث يسمح بتقدير T_s انطلاقاً من معطيات MSG-1. الخوارزمية الثالث هو من النوع النافذة المنقسمة العام يسمح أيضاً بتقدير T_s انطلاقاً من معطيات MSG-1 في حالة ما إذا كانت قيمة W مجهولة. تم التحقق من صحة النتائج عن طريق المحاكاة النظرية، بالمقارنة مع خوارزميات أخرى، و كذلك بالمقارنة مع القياسات في الموقع نفسه.

الكلمات الدالة: درجة حرارة السطح، الاستشعار عن بعد تحت الأحمر الحراري، الطريقة أحادية القناة، تقنية النافذة المقسومة، متيوسات-7، MSG1.