

N° d'ordre :

École Doctorale Mathématiques, Sciences de
l'Information et de l'Ingénieur

UdS – INSA – ENGEES

THÈSE

présentée pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université de Strasbourg
Discipline : Electronique, Electrotechnique, Automatique
Spécialité : Télédétection

par

Nicolas ALBALAT

**Utilisation des données hyperspectrales du capteur IASI pour la restitution
des paramètres thermo-optiques des surfaces terrestres**

Soutenue publiquement le 4 juillet 2012

Membres du jury

Directrice de thèse : Mme Françoise Nerry, Directeur de recherches CNRS
Rapporteur externe : M. José Antonio Sobrino, Prof. Université de Valencia
Rapporteur externe : M. Albert Olivos, Directeur de recherches INRA
Examineur : M. Zhao-Liang Li, Directeur de recherches CNRS

Remerciements

En préambule à ce mémoire, je souhaitais adresser mes remerciements les plus sincères aux personnes qui m'ont apporté leur aide et qui ont contribué à l'élaboration de ce mémoire ainsi qu'à la réussite de ce formidable parcours au sein de l'équipe TRIO (LSIIT). Une thèse ne pouvant se faire seul, je souhaite adresser mes remerciements aux personnes suivantes :

- Mme. Françoise NERRY, directrice de thèse, qui m'aura également fait découvrir la discipline et elle a surtout su être patiente et m'aider, tant pour mes débuts en thèse mais aussi au niveau personnel en France comme pour la correction de ce mémoire.

- Je tiens à remercier particulièrement Céline QUENTIN, ingénieur de recherche qui a intégré en 2011 un laboratoire d'océanographie au sud de la France, qui m'a toujours soutenu avec mes problèmes informatiques et s'est comportée comme un deuxième encadrant de mes travaux.

- Remerciements tout particuliers également à Mme Jélila LABED pour ses corrections durant la rédaction et sa sympathie quotidienne tout au long de mon période au sein de l'équipe comme doctorant.

- Merci aussi à Mr. Zhao-Liang LI, qui aura mis un point d'honneur à apporter des suggestions constructives durant mes travaux et qui est une personne toujours prête et capable de solutionner des nombreux problèmes, merci à sa vaste expérience dans l'étude de la télédétection.

- Merci à Mr José Antonio SOBRINO et Mr. Albert OLIOSO pour avoir accepté de faire partie du jury de thèse, le premier en tant que professeur de l'université de Valence m'a toujours encouragé à suivre mes travaux de thèse.

- Merci aussi à tous les membres du groupe non cités ci-dessus, pour avoir contribué à maintenir une ambiance agréable au travail : Mr Jihad ZALLAT, Mr Jérôme COLIN, Mr. Alex LALLEMENT, Mr. Ernest HIRSCH, Mr. Raphaël LUHAHE, Mr. Massimo MENENTI, Mr. Yoshitate TAKAKURA, Mme. Elisabeth OLORY et Mr. Georges NAJJAR (le seul de l'équipe qui aime le football et tout comme moi le Barça).

- Enfin, une pensée émue pour tous les étudiants avec qui j'ai partagé une salle, un café... et qui sont devenus de bons amis, Romain ROUX, Shi QIU, Mu XIHAN, Rongling TANG, XON-XON, Qingfen SHEN, Caixia GAO, Robin FAIVRE, Ariane Sakhy, Baby GIRL, TAN-TAN, Chinese ONE, Euro GIRL, POM-POM.

En plus de ces personnes présentes au travail, je souhaite également remercier mes parents et mon frère tant pour leur soutien moral que matériel, sans lequel l'aboutissement de cette thèse aurait été compromis.

Sommaire

1	Bases théoriques de la radiométrie infrarouge.....	19
1.1	Interaction et propagation de la radiation.....	19
1.1.1	Grandeurs radiométriques. Définitions	19
1.1.2	Emissivité/température.....	20
1.1.3	Equation de transfert radiatif	22
1.2	Correction atmosphérique	26
2	Méthodologie. Détermination émissivité/température.....	29
2.1	Estimation des paramètres atmosphériques dans l'intervalle spectral infrarouge thermique .29	
2.1.1	Simulateur 4A-OP.....	29
2.1.2	Validation simulations 4A-OP avec le modèle MODTRAN.....	31
2.1.3	Bases de données ASTER, TIGR, GEISA, et ECMWF.....	32
2.1.4	Estimation des grandeurs atmosphériques.....	37
2.2	Méthodes de séparation existantes.....	38
2.2.1	Méthode SPECTRAL RATIO.....	38
2.2.2	Méthode TISI (Temperature-Independent Spectral Indices).....	39
2.2.3	Méthode REFERENCE CHANEL	40
2.2.4	Méthode ALPHA EMISSIVITY	41
2.2.5	Méthode EMISSIVITY NORMALIZATION	42
2.2.6	Méthode BLACK BODY FIT	42
2.2.7	Méthode GREY BODY EMISSIVITY	43
2.3	Méthode SpSm	43
2.3.1	Application de la méthode SpSm avec des données simulées	46
2.3.1.1	Sensibilité de la méthode aux bruits atmosphériques	46
2.3.1.2	Sensibilité de la méthode au bruit instrumental	51
2.3.2	Détermination de la bande spectrale optimale.....	53
2.3.3	Dégradation spectrale des données	55
3	Application de la méthode SpSm. Extraction de l'émissivité et de la température de surface à partir des données de radiance IASI	57
3.1	Caractéristiques de la région spatiale et période temporelle pour l'inversion	57
3.2	Capteur IASI. Description et extraction des données IASI niveau L1C (radiance) et L2 (profil atmosphérique).....	58

3.3	Application SpSm. Définition des points de contrôle	68
3.4	Calcul des émissivités et températures	76
3.5	Conclusion de l'application de la méthode aux données IASI	82
4	Validation des résultats de la méthode SpSm	83
4.1	Produits utilisés pour la validation	83
4.1.1	MODIS	83
4.1.2	LSA SAF	89
4.1.3	Méthode TISI pour l'obtention des émissivités et températures	92
4.1.4	Comparaison des températures des différents produits LST	93
4.1.4.1	MODIS vs LSA SAF	94
4.1.4.2	MODIS vs TISI	95
4.1.4.3	SEVIRI SAF vs SEVIRI TISI	96
4.1.5	Conclusion sur les produits de validation	97
4.2	Validation des résultats de la méthode SpSm	98
4.2.1	Température	98
4.2.2	Emissivité	104
	Conclusion et perspectives	111
	Références	115
	Annexes A	123
	Application SpSm sur Les Alpes	123
	Annexes B	125
	Application SpSm sur tous les points de contrôle	125
	Annexes C	133
	Variation d'émissivités MODIS sur les points de contrôle	133

Table des figures

Figure 1.1 Radiance spectrale émise par un corps noir à 297 K ($\text{W/m}^2 \text{ sr cm}^{-1}$).	21
Figure 1.2 Signatures spectrales représentatives de différents sols.	22
Figure 1.3 Schéma du bilan énergétique.	24
Figure 1.4 Schéma d'un profil atmosphérique.	26
Figure 1.5 Radiance d'un corps noir à 297 K et éclairage solaire ($\text{W/m}^2 \text{ sr cm}^{-1}$).	27
Figure 2.1 Différentes configurations géométriques offertes par le simulateur 4A-OP.	30
Figure 2.2 Transmissions 4A-OP et MODTRAN (gauche) ; différence des transmissions MODTRAN-4A-OP (droite), ($\text{W/m}^2 \text{ sr cm}^{-1}$).	31
Figure 2.3 Radiances montantes et descendantes 4A-OP et MODTRAN (gauche); différence de radiances MODTRAN-4A-OP (droite), ($\text{W/m}^2 \text{ sr cm}^{-1}$).	32
Figure 2.4 Exemple de représentation d'un profil atmosphérique tropical TIGR.	33
Figure 2.5 Exemple de données d'un profil atmosphérique tropical TIGR.	34
Figure 2.6 Zone de couverture des données ECMWF.	36
Figure 2.7 Transmission, radiance atmosphérique montante et descendante, apport solaire ($\text{W/m}^2 \text{ sr cm}^{-1}$).	37
Figure 2.8 Transmission, radiance atmosphérique descendante et montante ($\text{W/m}^2 \text{ sr cm}^{-1}$).	37
Figure 2.9 Approximation de Wien de l'expression de corps noir de Planck.	41
Figure 2.10 Exemple d'application de la méthode de séparation SpSm sur un échantillon de quartz.	44
Figure 2.11 Graphes résultants de l'application de la méthode pour un profil atmosphérique correspondant à une latitude moyenne, avec une émissivité d'entrée correspondant à l'herbe sèche à une température de 280 K (gauche) et fonction de régularité (droite).	45
Figure 2.12 Emissivité de quartz restituée avec la méthode SpSm pour un profil humide (TIGR 266; $H=1,98 \text{ g/cm}^2$) avec un bruit de 1 K en température.	46
Figure 2.13 Profils atmosphériques choisis pour tester les performances de la méthode.	47
Figure 2.14 Exemple d'erreur sur le profil atmosphérique TIGR 1.	48
Figure 2.15 Impact des erreurs sur les paramètres atmosphériques pour le profil atmosphérique TIGR 1. Haut gauche: L_{up} ; haut droit: L_{down} ; bas: transmission.	48
Figure 2.16 Différence entre les paramètres atmosphériques vrais et les paramètres atmosphériques calculés avec une erreur de 1 K pour le profil atmosphérique TIGR 1. Haut gauche L_{up} ; haut droit L_{down} ; bas transmission.	49
Figure 2.17 Radiances atmosphériques pour des profils atmosphériques humide (gauche) et sec (droite).	51

Figure 2.18 Spectre d'émissivité avec erreur sur la radiance de 0,4 K (à gauche) et avec erreur sur la radiance de - 0.4 K (milieu) pour le profil TIGR 1000. A droite contribution de l'erreur introduite sur la radiance en %.....	52
Figure 2.19 idem figure 2.18 mais pour TIGR 266	52
Figure 2.20 idem figure 2.18 mais pour TIGR 1.	52
Figure 2.21 Application SpSm avec différentes résolutions des données sur le profil TIGR 266 (H=1.98 g/cm ²), LST=300K, introduction d'une erreur d'un degré en température.	55
Figure 3.1 Région spatiale d'étude.	58
Figure 3.2 Etapes du projet IASI.	58
Figure 3.3 Instruments à bord du satellite METOP-A.	59
Figure 3.4 Champ de vue IASI.	61
Figure 3.5 Trajectoire et balayage IASI. Image Google Earth.	61
Figure 3.6 Exemple de fichier de données IASI L1C.	65
Figure 3.7 Exemple de données radiance IASI. A gauche l'intervalle spectral total de IASI et à droite la représentation comprise entre 750 et 1250 cm ⁻¹	66
Figure 3.8 Exemple de données IASI de deuxième niveau (IASI L2).....	68
Figure 3.9 Exemples de produits SEVERI « cloudmask » correspondant au 1 janvier 2008 à 00h, 06h, 12h et 18h respectivement.	69
Figure 3.10 Positions des zones test.	70
Figure 3.11 « Digital Elevation Model » (DEM) de la région spatiale d'étude.....	71
Figure 3.12 Occupation du sol de la région spatiale d'étude.	71
Figure 3.13 Image Google earth du point de contrôle "Les Alpes". A gauche 25 x 25 km ² et à droite de 1 x 1 km ²	72
Figure 3.14 Idem figure 3.13 mais pour "Dignac".	73
Figure 3.15 Idem figure 3.13 mais pour "Villalba".	73
Figure 3.16 Idem figure 3.13 mais pour "La Moraleja".....	74
Figure 3.17 Idem figure 3.13 mais pour "Casinos".	74
Figure 3.18 Idem figure 3.13 mais pour "São Matias ".	74
Figure 3.19 Idem figure 3.13 mais pour "Maroc Nord".....	75
Figure 3.20 Idem figure 3.13 mais pour "Maroc Algérie".	75
Figure 3.21 Idem figure 3.13 mais pour "Algérie Ghardasa".....	75
Figure 3.22 Idem figure 3.13 mais pour "Algérie Est".	76
Figure 3.23 Idem figure 3.13 mais pour "Maroc Toubkal".....	76
Figure 3.24 Températures de surface pour les 11 points de contrôle. Gauche: 20 janvier; droite: 6 février.....	78
Figure 3.25 Estimation simultanée des émissivités spectrales et des températures.	81

Figure 4.1 Image MOD11B1 avec ses 18 bandes correspondant au 18 juin 2008 couvrant la zone d'étude.....	84
Figure 4.2 Exemple image MODIS "day view time".	85
Figure 4.3 « MODIS Land Grid ».....	86
Figure 4.4 Images MODIS LST correspondants au 18 juin 2008. Résolution 6 x 6 km. A droite : méthode split window; à gauche méthode jour /nuit ; haut : images de nuit ; bas : image de jour.....	87
Figure 4.5 Comparaison des deux calculs LST MODIS (K), avec une résolution de 6 km et une composition de 6 km à partir d'images d'1 km de résolution.	87
Figure 4.6 Distribution de températures LST MODIS.....	88
Figure 4.7 Réponse spectrale des canaux d'émissivité MODIS.	88
Figure 4.8 Exemple LST SEVIRI SAF.....	90
Figure 4.9 Bandes spectrales du capteur SEVIRI et transmission atmosphérique.	90
Figure 4.10 Exemple images SEVIRI, canal VIS 0.6, SWIR 1.6, IR 3.9 et IR 13.4 respectivement. ...	92
Figure 4.11 Heure d'acquisition SEVIRI (en haut) et MODIS (en bas), pour le 8 avril 2008 en passage MODIS jour (à gauche) et nuit (à droite).	92
Figure 4.12 Dispersion LST MODIS et SAF pour le 3 juillet 2008. En haut image de jour et en bas image de nuit.	94
Figure 4.13 Comparaison LST MODIS vs SEVIRI SAF pour les points de contrôle, à gauche pour le 3 juillet 2008 et à droite pour toutes les dates retenues (table 4.2).	95
Figure 4.14 Dispersion LST MODIS et LST SEVIRI TISI pour le 3 juillet 2008. En haut, image de jour et en bas, image de nuit.	95
Figure 4.15 LST MODIS vs SEVIRI TISI. A gauche pour le 3 juillet 2008 et à droite pour toutes les données TISI disponibles.	96
Figure 4.16 Dispersion LST SEVIRI TISI et SAF pour le 3 juillet 2008. En haut image de jour et en bas image de nuit.	97
Figure 4.17 A gauche le 3 juillet ; à droite toutes les données TISI disponibles.	97
Figure 4.18 Validation des températures SpSm estimées sur les points de contrôle et pour toutes les dates. A droite vs SEVIRI SAF, à gauche vs MODIS.	98
Figure 4.19 Validation des températures SpSm estimées sur les points de contrôle et pour toutes les dates vs MODIS. A droite de nuit, à gauche de jour.....	99
Figure 4.20 Validation des températures SpSm estimées sur les points de contrôle et pour toutes les dates vs SEVIRI. A droite de nuit, à gauche de jour.....	99
Figure 4.21 Validation pour des situations d'hiver (janv-mars et oct-nov) avec MODIS à gauche et SEVIRI à droite.	100
Figure 4.22 Validation pour des situations d'été (avril-sept) avec MODIS à gauche et SEVIRI à droite.	100

Figure 4.23 Validation LST pour les points de contrôle désertiques (Maroc Nord, Maroc Algérie, Algérie Ghardasa et Algérie Est).	101
Figure 4.24 Validation LST pour les points de contrôle avec végétation moyenne (La Moraleja, Casinos, São Matias et Maroc Toubkal).	101
Figure 4.25 Validation LST pour les points de contrôle avec beaucoup de vegetation (Dignac et Villalba).	102
Figure 4.26 Horaires d'acquisition données MODIS, SEVIRI et IASI.	103
Figure 4.27 Validation températures retrouvés pour différentes classes d'atmosphère.	104
Figure 4.28 Spectre d'émissivité SpSm sur le point de contrôle Algérie Ghardasa pour l'année 2008.	105
Figure 4.29 Validation des émissivités IASI dans la MODIS bande 29 (8.5 μm).	107
Figure 4.30 Validation émissivités IASI avec SEVIRI bande 7-IR (8.7 μm).	108
Figure 4.31 Validation émissivités retrouvés pour différentes classes d'atmosphère.	109

Table des tableaux

Tableau 2.1 Résultats du test de sensibilité.....	50
Tableau 2.2 Test de sensibilité à l'intervalle spectral. LST=240K. Profil TIGR 266 (H=1,98 g/cm ²)..	53
Tableau 2.3 Test de sensibilité à l'intervalle spectral. LST=300K. Profil TIGR 266 (H=1,98 g/cm ²)..	54
Tableau 2.4 Test de sensibilité à l'intervalle spectral. LST=360K. Profil TIGR 266 (H=1,98 g/cm ²)..	54
Tableau 2.5 Test de sensibilité. Intervalle spectral optimal.	55
Tableau 3.1 Applications principales par bande spectrale des données IASI.	62
Tableau 3.2 Dates retenues pour l'année 2008.	69
Tableau 3.3 Coordonnées, types d'occupation du sol et altitudes pour les zones de contrôle retenues.	72
Tableau 3.4 Températures de surface SpSm.	77
Tableau 4.1 MODIS V005 MOD11B1 LST/E (6 Km).....	85
Tableau 4.2 Emissivités MODIS sur les points de contrôle.	89
Tableau 4.3 Résultats des différentes régressions.....	102

Résumé en espagnol

La emisividad es una propiedad óptica que determina la capacidad de un cuerpo de emitir radiación electromagnética. En el caso de la observación de la superficie, esta radiación se sitúa principalmente en el infrarrojo. Desde los inicios de la teledetección, la determinación de la emisividad ha estado estrechamente ligada a la medida de la temperatura. El conocimiento de la emisividad es, en efecto, indispensable para determinar la temperatura. En meteorología y en el estudio de los cambios energéticos entre la superficie terrestre y la atmosfera, donde la temperatura es un parámetro crucial, se debe tener en cuenta la emisividad.

Desde hace algunos años, la radiometría infrarroja está desarrollando nuevas aplicaciones gracias a la utilización de una instrumentación con unas resoluciones tanto espaciales como espectrales más y más finas. Dentro de la alta resolución espectral, estas aplicaciones conciernen esencialmente a la mejor caracterización de la atmosfera (determinación de algunos constituyentes, medida de perfiles de temperatura, presión o de concentraciones gaseosas). La emisividad de la superficie constituye en este caso un parámetro secundario, aunque su determinación es necesaria, ya que interviene en la señal medida sirviendo a caracterizar la atmosfera. La medida de la emisividad producida por los materiales de la superficie terrestre, mediante la espectro-radiometría infrarroja de alta resolución espectral, nos da información sobre los tipos, estados y composición de los suelos, lo que permite nuevas caracterizaciones de la superficie terrestre. En este caso la emisividad en tanto que propiedad intrínseca de los materiales, se convierte en magnitud de primera importancia.

En este contexto, los trabajos presentados se centran en la determinación de la emisividad y la temperatura de la superficie terrestre a partir de los datos hiper-espectrales del captor IASI a bordo del satélite MetOP. Aunque existen numerosos métodos para la determinación de estas magnitudes existen para los captores multi-banda, hasta ahora son pocos los trabajos que se han realizado con los innovadores captores hiper-espectrales, los cuales aportan informaciones sobre la superficie como son las emisividades espectrales de los materiales que la componen.

Para la realización de este trabajo, el rango espectral utilizado se extiende de 750 a 1250 cm^{-1} (8 a 13.3 μm) y la resolución espectral es del orden de 0.25 cm^{-1} , valores que nos sitúan en la radiometría infrarroja de muy alta resolución espectral. A esta resolución, las emisividades de los materiales naturales son totalmente conocidas, siendo la longitud característica de variación de sus espectros superior a 10 cm^{-1} .

La determinación de la emisividad de los materiales de una superficie a partir de una medida de radiancia presenta fenomenológicamente dos problemas: la determinación de los parámetros ambientales que intervienen en la radiancia medida (transmisiones y emisiones propias de la atmosfera, ascendentes y descendentes), y la conocida separación emisividad/temperatura, que viene de la coexistencia de la dos magnitudes dentro de la radiancia medida. Este segundo problema, mas

general que el primero, ha sido tratado por numerosos autores que han desarrollado diversos métodos de solución, esencialmente dentro de un contexto muy adaptado a los instrumentos utilizados mono y multi-espectrales, consiste a resolver un sistema de ecuaciones con N ecuaciones construidas a partir de las N medidas espectrales de radiancia, y $N+1$ incógnitas que son las N emisividades espectrales y la temperatura de la superficie.

El primer capítulo de la tesis introduce el concepto de emisividad, cita algunos dominios de la observación terrestre donde esta emisividad interviene y describe su contribución a la señal medida por un captor. La segunda parte de este capítulo, describe las nociones de interacción y propagación de la radiación. Las magnitudes radiométricas utilizadas son presentadas, para llegar a la ecuación de transferencia radiativa que permite relacionar matemáticamente todos los componentes de la señal medida. La última parte de este capítulo introductorio trata de la formulación de las correcciones atmosféricas que serán aplicadas a los datos “brutos” para llevar la señal captor a la señal a nivel del suelo.

El segundo capítulo está dedicado a las descripciones y condiciones de aplicación de las diferentes metodologías existentes para la separación de emisividad y temperatura. Se justifica la elección de un método adaptado a los datos hiper-espectrales, SpSm (Spectral Smoothness). La segunda parte del capítulo 2 está totalmente dedicada al método SpSm. La única hipótesis es la constatación de que el espectro de emisividad de las superficies estudiadas es más liso que los espectros de las cantidades atmosféricas que juegan un papel importante en la corrección de la señal. Una iteración se efectúa sobre la temperatura de superficie hasta obtener el espectro de emisividad el más regular. Teóricamente, al final del proceso, obtendremos la signatura espectral y la temperatura de superficie. En la práctica esto solo será cierto cuando los parámetros atmosféricos estén totalmente determinados, algo que no ocurre en el caso real. Un estudio se ha realizado con datos provenientes de simulación utilizando bases de datos de emisividad (ASTER) y de parámetros atmosféricos (TIGR). La radiancia se construye con estos ingredientes y antes de realizar la inversión se añaden errores a los perfiles atmosféricos (-1, 0 y +1 K en temperatura y -10%, -5%, 0%, +5%, +10% en humedad), las emisividades y temperaturas determinadas, se han comparado con los valores originales. Estas simulaciones evidencian que el método es sensible a los errores sobre los parámetros atmosféricos y que los cálculos sobre atmosferas húmedas y de altas temperaturas de superficie, presentan los peores resultados. También se ha considerado la incidencia del error instrumental sobre la radiancia y se han obtenido unos resultados similares. En la última parte del capítulo se define el intervalo espectral en el que se obtienen los mejores resultados después de la aplicación SpSm: entre 950 y 1000 cm^{-1} . Este intervalo espectral será utilizado como intervalo de aplicación para el resto del trabajo presentado.

En el tercer capítulo se expone la aplicación del método SpSm con datos reales obtenidos del captor IASI, sobre unas áreas espaciales y temporales definidas: Europa y el norte de África (de 30 N hasta 40 N y de 15 E hasta 15 W) en el año 2008. Se describe el captor IASI y las radiancias utilizadas, y se definen unos puntos de control característicos de la región de estudio. El criterio de elección de los

puntos test ha sido que deben presentar cierta homogeneidad en cuanto a emisividad en la escala del pixel IASI (25x25 km) y al mismo tiempo deben presentar diferencias entre ellos. Se ha seleccionado una fecha por mes bajo un criterio de mínima nubosidad para la extracción de los datos. Esta fecha ha sido determinada gracias al estudio de nubes METEOSAT. Se ha aplicado el método sobre los puntos de control. Los perfiles atmosféricos necesarios para las correcciones atmosféricas provienen de la base de datos ECMWF o bien, cuando se dispone de ellos, de los productos IASI L2. La emisividad espectral ha sido calculada con tres escenarios: i) la temperatura se obtiene del método SpSm con el perfil atmosférico IASI L2; ii) la temperatura se obtiene del método SpSm con el perfil atmosférico ECMWF; iii) la temperatura se obtiene directamente de los productos IASI L2.

En el cuarto y último capítulo se describen los procesos de validación de los resultados SpSm con los productos MODIS, SEVIRI SAF, y los datos brutos SEVIRI. En primer lugar se presenta una inter-comparación entre los productos de validación y se observa que los valores de las temperaturas MODIS y SEVIRI SAF son muy similares, pero el hecho de que MODIS solo tenga dos pasajes al día por la zona de estudio, y de SEVIRI SAF se pueden obtener datos cada 15 minutos, hace que se utilicen los productos SEVIRI SAF para la validación. Un intento de construcción de temperaturas y emisividades a partir de los datos brutos SEVIRI y el algoritmo TISI es presentada, sin embargo estos datos son inutilizables para la validación ya que el número de “gaps” tanto espacialmente como temporalmente es demasiado importante.

En conclusión, hemos demostrado la posibilidad de extraer simultáneamente la emisividad y la temperatura a partir de datos hiper-espectrales térmicos con una apreciación física del tratamiento de señal. Así mismo, el trabajo demuestra la necesidad de una fina estimación de los perfiles atmosféricos para la correcta extracción de estos parámetros. Este es un aspecto crucial y que concuerda con los últimos avances en el campo de investigaciones atmosféricas. Una perspectiva futura de este trabajo es ampliar el intervalo espectral de aplicación estudiando el infrarrojo mediano (3-5 μm), donde además de acceder a la emisividad y temperatura, tendremos acceso a la reflectividad bidireccional.

Introduction

L'émissivité est une propriété optique caractérisant la capacité d'un corps à émettre un rayonnement. Dans le cas de l'observation de la surface terrestre, ce rayonnement se situe essentiellement dans le domaine infrarouge. En télédétection, l'intérêt porté à l'émissivité a d'abord été, et est encore, étroitement lié à celui porté à la mesure de la température de la surface observée. La connaissance de l'émissivité est en effet indispensable à l'estimation de la température. La météorologie et l'étude des échanges énergétiques entre le sol et l'atmosphère, pour qui la température de la surface terrestre est un paramètre clef, ne sauraient négliger l'émissivité. Depuis quelques années, la radiométrie infrarouge voit se développer une instrumentation aux résolutions spectrale et spatiale de plus en plus fines, autorisant l'émergence de nouvelles applications. A haute résolution spectrale, ces applications concernent essentiellement la caractérisation de l'atmosphère, pour chercher par exemple à détecter certains de ses constituants ou mesurer les profils en température, pression ou concentrations gazeuses. Même si l'émissivité des fonds terrestres ne constitue dans ce cas qu'un paramètre secondaire, sa connaissance se révèle nécessaire car elle intervient dans le signal mesuré servant à caractériser l'atmosphère. A côté de son application au sondage atmosphérique, la spectroradiométrie infrarouge à haute résolution offre des possibilités nouvelles de caractérisation de la surface terrestre. L'émissivité devient alors grandeur de première importance, car elle permet, en tant que propriété intrinsèque de matériau, de donner des informations sur leurs types, état et composition, complétant ainsi l'observation terrestre dans le visible et proche infrarouge. L'émissivité spectrale infrarouge est essentiellement exploitée par les sciences de la Terre du fait des signatures spectrales spécifiques de nombreux minéraux dans ce domaine pour classification et cartographie minérale.

Dans ce contexte, les travaux présentés dans ce mémoire se consacrent à la détermination de l'émissivité spectrale de surfaces à partir de mesures hyperspectrales satellitaires.

Le domaine spectral d'étude s'étend de 750 à 1250 cm^{-1} (8 à 13 μm environ) et la résolution spectrale est de $0,25\text{ cm}^{-1}$, inscrivant ainsi ce travail dans le domaine de la radiométrie à très haute résolution spectrale (ou hyperspectrale) infrarouge. A une telle résolution, les émissivités des matériaux naturels sont entièrement résolues, la longueur caractéristique de variation de leurs spectres restant supérieure à 10 cm^{-1} . La très haute résolution spectrale permet alors de mieux appréhender les contributions atmosphériques, très fines spectralement. Notons enfin que l'hyperspectral autorise l'emploi de nouvelles méthodes de détermination de l'émissivité, dont les principes diffèrent notablement des méthodes large bande ou multispectrales.

La majorité des travaux qui traitent du problème de la détermination de l'émissivité concerne des missions spatiales utilisant des instruments large bande ou multispectraux, tandis que peu sont dédiés à la mesure hyperspectrale sur l'ensemble du domaine d'intérêt $[750; 1250]\text{ cm}^{-1}$. Se référant aux

différents travaux sur le sujet menés jusqu'à présent et à l'intérêt porté à la connaissance de l'émissivité hyperspectrale, la présente thèse a pour objectif principal le développement et l'analyse d'une méthodologie de mesure de l'émissivité à partir de luminances hyperspectrales acquises par satellite. Elle se propose d'évaluer la faisabilité d'une telle mesure et d'en expliquer les résultats par une analyse détaillée des contributeurs aux luminances mesurées pour finalement dresser un bilan d'erreur de la méthodologie.

Déterminer l'émissivité d'une surface à partir d'une mesure de luminance pose phénoménologiquement deux problèmes. Le premier est la détermination des termes environnementaux et intervenant dans la luminance mesurée (transmission, rayonnements atmosphériques montant et descendant). Le second problème, nommé séparation émissivité - température, vient du couplage de l'émissivité et de la température dans la luminance mesurée. Il consiste à résoudre un système d'équations sous-déterminé, à N équations construites à partir des mesures de luminances aux N nombres d'onde, et $N + 1$ inconnues que sont les N émissivités spectrales et la température de surface. Ce second problème, plus général, est traité, au contraire du premier, par de nombreuses méthodes de résolution développées essentiellement dans un cadre adapté aux instruments embarqués mono et multi-spectraux. La méthodologie élaborée dans le cadre de cette étude se propose de traiter les deux problèmes énoncés précédemment.

Avant d'aborder les méthodes pour sa détermination, la thèse introduit, dans un premier chapitre, la notion d'émissivité de surface, cite quelques domaines de l'observation terrestre dans lesquels elle intervient et décrit sa contribution au signal mesuré par un capteur. Dans la deuxième partie de ce chapitre, nous introduisons les notions d'interaction et de propagation de la radiation. Les grandeurs radiométriques que nous allons utiliser sont présentées. Enfin l'équation de transfert radiatif est établie qui permet de relier mathématiquement tous les composants du signal. La dernière partie de ce chapitre est consacrée à la formulation des corrections atmosphériques que l'on devra appliquer aux données brutes pour ramener le signal capteur à un signal au niveau du sol.

Quel que soit son domaine d'application, le problème de la détermination de l'émissivité reste le même. Le chapitre 2 est dédié aux descriptions des différentes méthodologies existantes de séparation émissivité/température. Les conditions d'application de ces méthodes sont discutées et le choix d'une méthode est réalisé.

La deuxième partie du chapitre 2 est consacrée à l'étude de la méthode SpSm. L'hypothèse unique de cette méthode est que le spectre d'émissivité des surfaces étudiées est plus lisse que les spectres des quantités atmosphériques entrant dans la correction du signal. Une itération est effectuée sur la température de surface jusqu'à obtenir le spectre d'émissivité le plus régulier. En sortie du processus on obtient donc en théorie la signature spectrale d'émissivité et la température de surface. En pratique, ceci n'est vrai que quand les paramètres atmosphériques sont exactement déterminés ce qui ne

correspond pas au cas réel. Une étude a été entreprise avec des données simulées en utilisant des bases de données d'émissivité (ASTER) et des bases de données de paramètres atmosphériques (TIGR). La radiance est construite avec ces ingrédients puis inversée en ajoutant des erreurs aux profils atmosphériques (-1, 0 et +1K sur la température et -10%, -5%, 0%, +5%, +10% sur l'humidité) et l'émissivité et la température retrouvées sont comparées aux valeurs originales.

L'incidence du bruit instrumental du capteur est également étudiée.

Dans ce chapitre, nous déterminons également l'un intervalle spectral optimum sur lequel est appliquée la méthode SpSm.

Le chapitre 3 concerne l'application de la méthode SpSm à des données réelles du capteur IASI. Les zones spatiales et temporelles sont définies. La région d'étude couvre l'Europe et le nord de l'Afrique (30N à 40N et de 15E à 15 W). La zone temporelle est l'année 2008. Après une description du capteur IASI et des radiances utilisés, nous avons défini des points de contrôle représentatifs de la zone spatiale. Le critère de définition est que ces points de contrôle doivent présenter une certaine homogénéité à l'échelle du pixel IASI (25 x 25 km²) et également une variabilité entre eux. Une date par mois est sélectionnée sur un critère d'enneuagement minimum déterminé à l'aide des masques de nuages fournis par les produits SEVIRI de Eumesat.

La méthode SpSm est appliquée sur les points de contrôle. Les profils atmosphériques nécessaires aux corrections atmosphériques proviennent soit de la base de données ECMWF soit, quand ils sont disponibles, des produits IASI L2. L'inversion pour obtenir l'émissivité spectrale est conduite de trois façons : i) La température est issue de SpSm avec le profil IASI L2 ; ii) La température est issue de SpSm avec le profil ECMWF ; iii) La température est issue directement du produit IASI L2.

Le dernier chapitre décrit le processus de validation des résultats issus de la méthode SpSm avec les sources disponibles qui sont les produits MODIS (températures et émissivités) et SEVIRI SAF (température) et les données du capteur SEVIRI (températures et émissivités). Nous avons également construit des températures en utilisant les données brutes SEVIRI et l'algorithme TISI développé dans notre équipe.

1 Bases théoriques de la radiométrie infrarouge

Dans ce chapitre introductif, nous allons décrire l'interaction et la propagation de la radiation électromagnétique, qui venant du soleil, de la terre ou de la propre émission atmosphérique, et après passage et interaction avec l'atmosphère et/ou la surface terrestre, est finalement enregistrée par un capteur à bord d'un satellite.

La radiométrie est la mesure à échelle macroscopique de ce rayonnement issu des phénomènes d'interaction entre le rayonnement et la matière.

1.1 Interaction et propagation de la radiation

L'interaction et la propagation de la radiation sont les principaux phénomènes qui décrivent le transfert énergétique. Nous allons dans un premier temps définir les grandeurs radiométriques de base, pour ensuite établir l'expression mathématique qui décrit complètement le transfert radiatif.

1.1.1 Grandeurs radiométriques. Définitions

Rayonnement : énergie transportée par un champ électromagnétique, on le note Q et il est mesuré en Joule (J).

Puissance spectrale : représente le rayonnement émis, transporté ou reçu par unité de temps.

$$P_\nu = \frac{dQ}{dt d\nu} \quad (W / cm^{-1}) \quad (1.1)$$

où t est le temps en seconde et ν le nombre d'onde en cm^{-1} .

Eclairement spectral : c'est la puissance spectrale émise (ou reçue) par unité de surface dS . Elle est notée E , et vérifie, si le rayonnement est normal à la surface, l'équation suivante:

$$E_\nu = \frac{dP_\nu}{dS} \quad (W / m^2 cm^{-1}) \quad (1.2)$$

Radiances spectrales : c'est la puissance spectrale émise (ou reçue) par unité de surface dS et d'angle solide $d\omega$. Elle est notée L , et vérifie pour un rayonnement incident dans une direction θ avec la surface:

$$L_\nu = \frac{d^2 P_\nu}{dS d\omega} \quad (W / m^2 \text{ sr } cm^{-1}) \quad (1.3)$$

où $d\omega$ est l'angle solide égal à $dS \cos \theta$

La radiance spectrale est la grandeur la plus importante en télédétection car elle est la quantité directement mesurée par les radiomètres.

1.1.2 Emissivité/température

L'émission thermique provenant de la surface terrestre dépend de l'émissivité spectrale et de la température thermodynamique. Cette émission est décrite par la loi de Planck : tout corps à température non nulle, émet un rayonnement électromagnétique qui lui est propre. Ce rayonnement dépend d'une part de sa température et du nombre d'onde, et d'autre part, de la capacité d'émission de ce corps, représentée par son émissivité.

Tout d'abord il nous faut introduire la notion de *corps noir*. On peut imaginer un corps «idéal», capable d'absorber totalement toutes les ondes électromagnétiques reçues par toutes les longueurs d'onde et sous tous les angles d'incidence. A partir de ce concept de parfaite absorption de la radiation, d'autres propriétés des corps noirs peuvent être dérivées (Siegel et Howell 1992), comme par exemple le fait qu'un corps noir est aussi un parfait émetteur de radiation. On arrive à cette conclusion en appliquant la conservation de l'énergie à l'équilibre thermodynamique (loi de Kirchhoff). Pour chaque nombre d'onde, le coefficient d'absorption K_a d'une surface est égal à l'émissivité de cette surface à la même température ($K_a(T) = \varepsilon(T)$). Dans le cas des surfaces naturelles terrestres, sauf cas extrêmes comme les volcans par exemple que nous ne traiterons pas dans ce travail, la dépendance de l'émissivité à la température est infime et sera donc négligée dans la suite du travail.

La relation de Planck est l'expression de la radiance spectrale qu'un corps noir émet et est donnée par l'équation 1.4.

$$L_B(\nu, T) = \frac{C_1 \times \nu^3}{\left[\exp\left(\frac{C_2 \times \nu}{T}\right) - 1 \right]} \quad (W / m^2 \text{ sr } cm^{-1}) \quad (1.4)$$

Avec

$$C_1 = 2hc^2 = \left[2 \times 6.6262 \cdot 10^{-34} (J \cdot s) \times (2.9979 \cdot 10^8 (m / s))^2 \right] = 1.191010^{-8} (W / m^2 \text{ sr } cm^{-4})$$

$$C_2 = \left(\frac{hc}{k} \right) = \frac{[6.6262 \cdot 10^{-34} (J \cdot s) \times (2.9979 \cdot 10^8 (m/s))]}{1.38 \cdot 10^{-23} (J/K)} = 1.43875 (cm \cdot K)$$

$$h = 6.6262 \cdot 10^{-34} (J \cdot s)$$

$$c = 2.9979 \cdot 10^8 (m/s)$$

$$k = 1.38 \cdot 10^{-23} (J/K)$$

C_1 et C_2 sont des constantes, ν est le nombre d'onde en cm^{-1} , T est la température en K, h est la constante de Planck, c est la vitesse de la lumière et k est la constante de Boltzmann.

Il est possible d'exprimer la loi de Planck en fonction de la longueur d'onde au lieu du nombre d'onde mais dans ce travail nous avons opté par commodité pour l'utilisation de l'expression en fonction du nombre d'onde car le simulateur atmosphérique que l'on va utiliser fonctionne avec ces unités.

Pour information, la fonction de Planck écrite en fonction de la longueur d'onde se met sous la forme suivante:

$$L_B(\lambda, T) = \frac{C_3}{\lambda^5 \left[\exp\left(\frac{C_4}{\lambda T}\right) - 1 \right]} (W/m^2 \mu m cm^{-1}) \quad (1.5)$$

Avec

$$C_3 = 2hc^2 = 1.1908 \cdot 10^{-16} (W \cdot m^2 \cdot sr^{-1}) \times \frac{10^{24} (\mu m^4)}{1(m^4)} = 1.190810^8 (W / \mu m^4 \cdot sr \cdot m^2)$$

$$C_4 = \frac{hc}{k} = 1.4387 \cdot 10^{-2} (mK) \times \frac{10^6 (\mu m)}{1(m)} = 1.4387 \cdot 10^4 (\mu m \cdot K)$$

C_3 et C_4 sont des constantes, λ est la longueur d'onde en μm et T est la température en K.

La figure 1.1 montre à titre d'exemple la radiance spectrale émise par un corps noir à une température de 297 K en fonction du nombre d'onde (bleue) et de la longueur d'onde (rouge).

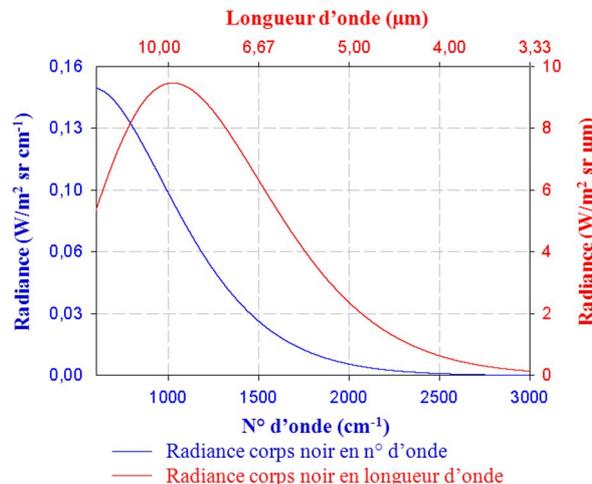


Figure 1.1 Radiance spectrale émise par un corps noir à 297 K ($W/m^2 \cdot sr \cdot cm^{-1}$).

Cependant les systèmes naturels n'ont pas un comportement de corps noir parfait. Ainsi l'énergie émise n'est pas égale à celle donnée par la loi de Planck. Il est possible d'établir une relation entre les deux en introduisant le paramètre émissivité directionnelle.

$$\varepsilon_v(\theta_i, \varphi_i) = \frac{L_v(\theta_i, \varphi_i, T)}{L_{B,v}(T)} \quad (1.6)$$

L'émissivité est donc la fraction entre la radiance qu'émet un corps dans la direction (θ_i, φ_i) et celle qu'émettrait un corps noir à la même température. C'est donc une grandeur toujours inférieure à l'unité. La connaissance de l'émissivité est indispensable pour l'estimation de la température et inversement. Connaître l'émissivité spectrale des différents matériaux est très important aussi pour faire une caractérisation des différents types de sol, car chaque matériel a une signature spectrale caractéristique (Nerry et al 1990). La figure 1.2 montre différentes émissivités spectrales correspondants à différents types de sol issus de la base de données ASTER (Baldrige, A.M et al, 2009) (<http://speclib.jpl.nasa.gov>).

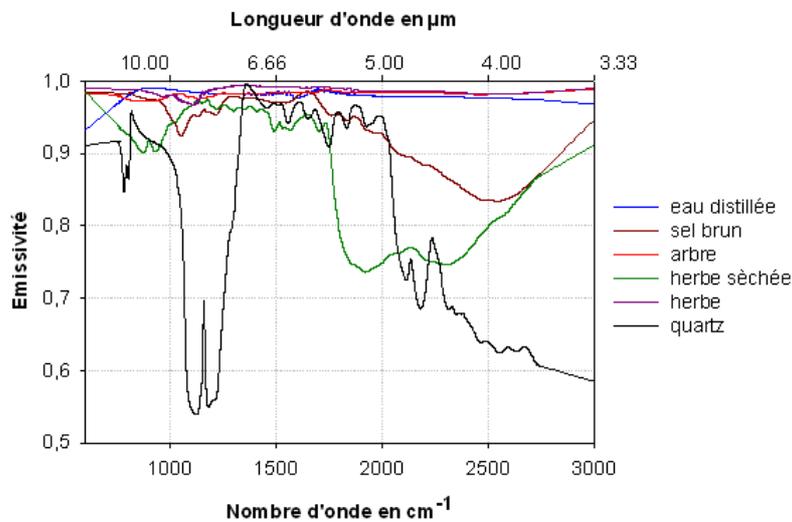


Figure 1.2 Signatures spectrales représentatives de différents sols.

1.1.3 Equation de transfert radiatif

Pour arriver à l'équation de transfert radiatif, il faut décrire les différentes transformations que va subir le rayonnement électromagnétique avant d'atteindre le capteur à bord du satellite.

Principalement, le rayonnement traverse différents milieux de propagation et interagit avec les interfaces. Il nous faut alors introduire les notions d'absorption, de transmission et d'émission dans le milieu de propagation ainsi que de réflectance bidirectionnelle et hémisphérique, d'absorptivité et d'émissivité pour les interfaces d'interaction.

Absorption : quand un rayonnement traverse un volume de matière, il lui cède une partie de son énergie incidente. Cette absorption est fonction des propriétés microscopiques du matériel et est quantifiée par le coefficient d'absorption K_a :

$$dL_a(z) = -K_a dz \times L(z) \quad (W / m^2 \text{ sr } cm^{-1}) \quad (1.7)$$

Où dL_a représente la fraction de la radiance incidente $L(z)$ absorbée tout le long d'un trajet élémentaire dz .

Ce coefficient sera nul pour les matériaux non-absorbants.

Transmission : elle rend compte de la partie d'énergie n'ayant pas interagi avec le milieu et qui continue avec la même direction et est donnée par le coefficient de transmission K_t :

$$L_t(z + dz) = L(z) + dL_a(z) = (1 - K_a dz)L(z) = K_t dz \times L(z) \quad (1.8)$$

Où L_t représente la fraction de la radiance incident $L(z)$ qui passe sans modification de direction à travers d'un trajet élémentaire dz .

Emission : l'émission $L_e(z)$ est l'énergie qui vient directement de l'élément de volume, et sera le produit entre le coefficient d'émission du matériel K_e et la radiance de Planck à la température de l'élément de volume.

$$L_e(z) = K_e dz \times L_B(\nu, T) \quad (W / m^2 \text{ sr } cm^{-1}) \quad (1.9)$$

BRDF (Bidirectional Reflectance Distribution Function): c'est une propriété optique des matériaux en relation avec la réflexion. Elle représente le rapport entre la radiance réfléchi L_r par un matériel dans la direction (θ_v, φ_v) et l'éclairement reçu L_i dans la direction (θ_i, φ_i) .

$$brdf(\theta_i, \varphi_i, \theta_v, \varphi_v, \nu) = \frac{L_r(\theta_v, \varphi_v, \nu)}{E_i(\theta_i, \varphi_i, \nu)} = \frac{L_r(\theta_v, \varphi_v, \nu)}{L_i(\theta_i, \varphi_i, \nu) \cos \theta_i d\varpi_i} \quad (sr^{-1}) \quad (1.10)$$

Reflectance hémisphérique : Elle fait référence à la réflexion dans la direction (θ_v, φ_v) d'une radiance incident L_i de direction (θ_i, φ_i) , et est exprimée par :

$$\rho(\theta_i, \varphi_i, \nu) = \frac{\int L_r(\theta_v, \varphi_v, \nu) \cos \theta_v d\omega_v}{L_i(\theta_i, \varphi_i, \nu) \cos \theta_i d\omega_i} = \int_{2\pi} brdf(\theta_i, \varphi_i, \theta_v, \varphi_v, \nu) \cos \theta_v d\omega_v \quad (1.11)$$

Dans le cas d'une surface Lambertienne où la réflexion et l'émission ne dépendent pas de la direction incidente, cette relation peut se simplifier et on obtient :

$$\rho = \pi \times brdf \quad (1.12)$$

Absorptivité : Quand une interface de séparation est illuminée par un rayonnement incident, on peut quantifier la partie absorbée par la surface en introduisant le coefficient d'absorption α :

$$\alpha(\theta_i, \varphi_i, \nu) = \frac{L_u}{L_i(\theta_i, \varphi_i, \nu)} \quad (1.13)$$

Si on considère un matériel opaque comme cela est généralement le cas pour la surface terrestre et si on applique la loi de conservation de l'énergie, on obtient :

$$\alpha(\theta_i, \varphi_i, \nu) + \rho(\theta_i, \varphi_i, \nu) = 1 \quad (1.14)$$

Si on applique la loi de Kirchhoff à l'équation 1.14 on obtient une relation entre la réflectivité et l'émissivité.

$$\rho(\theta_i, \varphi_i, \nu) = 1 - \varepsilon(\theta_i, \varphi_i, \nu) \quad (1.15)$$

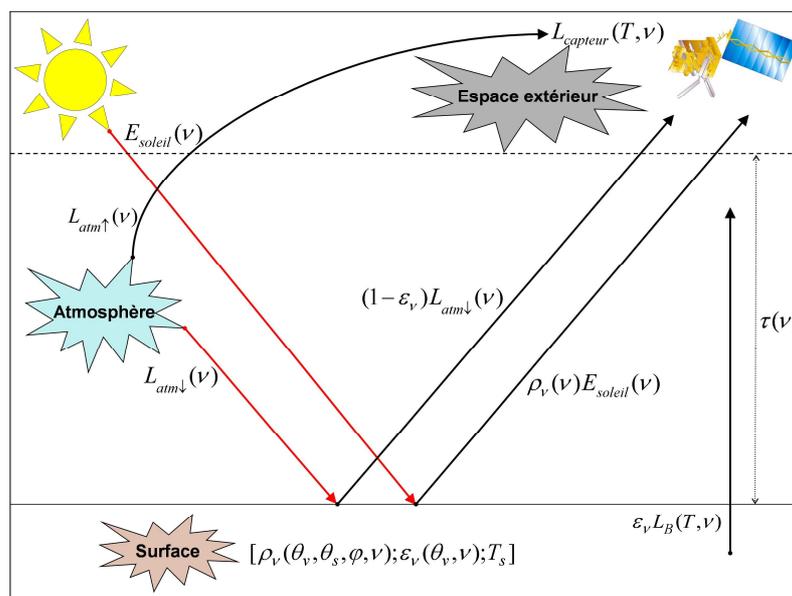


Figure 1.3 Schéma du bilan énergétique.

Il nous faut établir l'équation du transfert radiatif pour avoir une description mathématique de notre problème, schématiquement représentée sur la figure 1.3. Les grandeurs que va enregistrer le capteur ne sont pas des mesures directes au niveau de la surface. Il y a des phénomènes d'absorption, de réflexion et de transmission, lors de la traversée de l'atmosphère. Les quantités mesurées sont donc des mesures de radiance qui comprennent différents contributeurs : l'émission de la surface et de l'atmosphère (directe et réfléchie), le tout étant modulé par la transmission de l'atmosphère.

L'équation de transfert s'écrit donc, pour un nombre d'onde ν :

$$L_{\text{capteur}}(T, \nu) = \left[\varepsilon_{\nu} L_B(T, \nu) + (1 - \varepsilon_{\nu}) L_{\text{atm}\downarrow}(\nu) + \rho_{\nu}(\nu) E_{\text{soleil}}(\nu) \right] \tau(\nu) + L_{\text{atm}\uparrow}(\nu) \quad (1.16)$$

où ν : nombre d'onde en (cm^{-1})

$L_{\text{capteur}}(T, \nu)$: radiance totale enregistré par le capteur en ($\text{W} / \text{m}^2 \text{ sr cm}^{-1}$)

ε_{ν} : émissivité spectrale de la surface

T : température de la surface en (K)

$L_B(T, \nu)$: radiance de Planck à la température T en ($\text{W} / \text{m}^2 \text{ sr cm}^{-1}$)

$\rho_{\nu}(\nu)$: réflectance de la surface en sr^{-1}

$E_{\text{soleil}}(\nu)$: éclairement solaire ($\text{W} / \text{m}^2 \text{ cm}^{-1}$)

$\tau(\nu)$: transmission de l'atmosphère

$L_{\text{atm}\downarrow}(\nu)$: rayonnement descendant, émission propre de l'atmosphère en ($\text{W} / \text{m}^2 \text{ sr cm}^{-1}$)

$L_{\text{atm}\uparrow}(\nu)$: rayonnement montant, émission propre de l'atmosphère en ($\text{W} / \text{m}^2 \text{ sr cm}^{-1}$)

Pour simplifier cette dernière expression, le concept de température de brillance est souvent introduit. Si on considère la radiance capteur, formée toujours par l'addition de plusieurs termes, il est possible de trouver un équivalent corps noir à température T_B , appelée température de brillance équivalente, qui vérifie :

$$L_{\text{capteur}}(T, \nu) = L_B(T_B, \nu) \quad (1.17)$$

Il faut noter que cette température n'a pas de réalité physique, elle représente une radiance exprimée en unités de température. Elle est en général toujours inférieure à la vraie température de surface sauf si le rayonnement descendant est supérieur à l'émission de la surface $L_{\nu}(T)$, situation possible seulement dans le cas d'une surface très froide et d'un ciel nuageux.

Nous négligerons dans la suite la contribution solaire, ce travail étant réalisé dans l'intervalle spectral de $700\text{-}1300 \text{ cm}^{-1}$ ($7.7\text{-}14.3 \text{ }\mu\text{m}$) où la contribution solaire est négligeable par rapport aux autres processus atmosphériques.

L'équation (1.16) se simplifie et devient :

$$L_{\text{capteur}}(T, \nu) = \left[\varepsilon_{\nu} L_B(T, \nu) + (1 - \varepsilon_{\nu}) L_{\text{atm}\downarrow}(\nu) \right] \tau(\nu) + L_{\text{atm}\uparrow}(\nu) \quad (1.18)$$

1.2 Correction atmosphérique

Une fois que nous avons obtenu les données brutes provenant de la cible au niveau du capteur, il est nécessaire de corriger les effets de l'atmosphère si on veut extraire les paramètres de surface (figure 1.3). Les perturbations causées par l'atmosphère sur le signal émis par une cible sur terre peuvent être très significatives. En effet, une mauvaise connaissance de l'atmosphère peut conduire à des erreurs du même ordre de grandeur que le signal cherché (Kaufman et al 2002).

Si on considère l'équation de transfert radiatif 1.18, le signal enregistré par un capteur à bord d'un satellite est le résultat de plusieurs contributions, dues à la radiation émise et réfléchie de la surface et à la perturbation introduite par l'espace entre cette surface d'observation et le capteur (Chédin 1990). Les données brutes fournies par un capteur à bord d'un satellite ne sont pas utilisables directement pour extraire les paramètres comme l'émissivité ou la température de surface (LSE et LST). Cependant, si on a une bonne connaissance de l'atmosphère traversée, on pourra construire les termes atmosphériques et les seules inconnues dans l'équation du bilan seront l'émissivité et la température de surface.

Pour réaliser la caractérisation de l'atmosphère, il faut accéder à son profil, c'est-à-dire connaître principalement la température et l'humidité à différentes altitudes donc à différents niveaux de pression, comme le présente la figure 1.4 suivante.

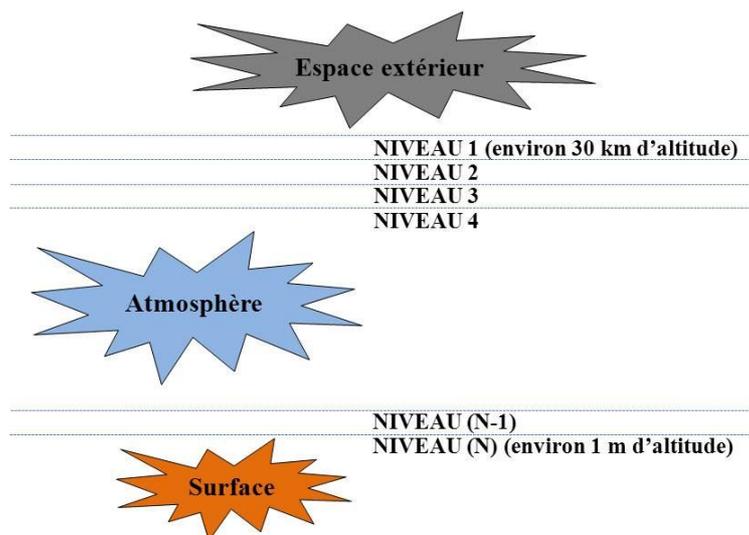


Figure 1.4 Schéma d'un profil atmosphérique.

Il existe plusieurs bases de données qui peuvent fournir des profils atmosphériques. Celles-ci seront détaillées dans le chapitre 2. Ces données, sorties d'analyse, sont créées à l'aide de modèles de

transfert radiatif avec en données d'entrée des radiosondes ainsi que des informations mesurées par des avions de ligne équipés d'instruments de mesure.

Les radiosondes sont constituées d'un ballon gonflé à l'hélium auquel on suspend un capteur PTU (capteur qui mesure la pression, la température et l'humidité) qui est connecté à un petit émetteur en basse fréquence.

Plus de 850 radiosondages sont effectués de façon journalière dans le monde, chacun correspondant à une position et une heure précises. En règle générale, ils ont lieu à 0:00 et 12:00 UTC.

Sur l'intervalle spectral situé entre 8 et 14 μm ($750\text{-}1250\text{ cm}^{-1}$), la contribution solaire est négligeable.

L'expression que l'on va utiliser pour le transfert radiatif est alors donnée par l'équation 1.18.

Avec l'aide d'un simulateur atmosphérique, et de données sur l'atmosphère provenant de différentes bases de données (ECMWF¹, TIGR² et/ou IASI³), on peut estimer les paramètres atmosphériques : transmission, radiances descendante et montante, qui caractériseront « totalement » l'atmosphère traversée par le rayonnement électromagnétique provenant de la surface observée avant d'être enregistré par le capteur. De cette façon les deux seules inconnues dans l'équation qui décrit le système seront l'émissivité et la température de surface. Dans le chapitre 2, une description plus exhaustive de la manière de procéder pour réaliser ces calculs et des données utilisées sera effectuée.

La figure 1.5 suivante, montre la radiance d'un corps noir à 297 K et la contribution solaire qui arriveraient sur une surface dans des conditions atmosphériques claires et un jour de printemps sur l'hémisphère nord.

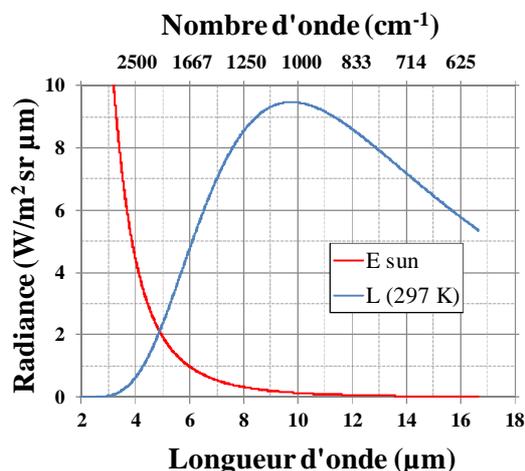


Figure 1.5 Radiance d'un corps noir à 297 K et éclairage solaire ($\text{W/m}^2\text{ sr cm}^{-1}$).

L'éclairement solaire est donné ici par l'équation 1.19 (Nerry et al, 1998)

¹ European Centre for Medium-Range WeatherForecast : <http://www.ecmwf.int/products/data/>

² Thermodynamic Initial Guess Retrieval : <http://ara.abct.lmd.polytechnique.fr/index.php?page=tigr>

³ IASI : <http://ether.ipsl.jussieu.fr/etherTypo/index.php?id=218&type=1>

$$E_{\text{soleil}} = \frac{d\pi r_{\text{soleil}}^2}{\langle D_{\text{soleil,terre}} \rangle^2} L_B(T_{\text{soleil}}) \tau(\theta_{\text{soleil}}) \cos(\theta_{\text{soleil}}) \quad (1.19)$$

où $L_B(T_{\text{soleil}})$ est la fonction de Planck prise à 5800 K,

r : rayon du soleil (= 695.000 Km)

$D_{\text{soleil, terre}}$: distance moyenne de la terre au soleil en km (149.68×10^6 Km)

θ_{soleil} : angle zénithal solaire

τ : transmission sur le trajet Terre soleil

d : dépend du jour de l'an, ici 21 juin (Paltridge et Platt 1977)

Sur la figure 1.5, on peut constater que la contribution solaire commence à avoir des valeurs comparables à l'émission d'un corps noir pour des longueurs d'onde inférieures à 6 μm . En revanche, pour l'intervalle en longueur d'onde compris entre 8 et 14 μm (domaine infrarouge thermique), la radiation solaire est très inférieure et est négligeable en comparaison avec l'émission propre.

2 Méthodologie. Détermination émissivité/température

Dans la première partie de ce deuxième chapitre dédiée à la détermination des paramètres atmosphériques, on présente le simulateur de transfert radiatif et les bases de données utilisées pour l'estimation réelle de ces paramètres. La deuxième partie du chapitre est consacrée à la présentation des différentes méthodes existantes de découplage émissivité/température et au choix de la méthode que l'on va utiliser dans ce travail.

2.1 Estimation des paramètres atmosphériques dans l'intervalle spectral infrarouge thermique

Pour extraire l'information de la surface terrestre à partir de données satellite, une partie importante du travail est l'estimation des termes dus entièrement aux caractéristiques particulières et ponctuelles de l'atmosphère traversée par le signal en entrée du capteur, comme la transmission atmosphérique et l'émission propre de l'atmosphère. Une bonne estimation de ces paramètres est fondamentale pour réaliser une correction atmosphérique qui permette de retrouver les paramètres de la surface recherchés.

Les termes atmosphériques ne sont pas connus *a priori*, mais une estimation satisfaisante peut être réalisée à l'aide des données d'humidité et température des différentes couches qui composent l'atmosphère et d'un code de transfert radiatif.

Dans ce travail, le simulateur 4A-OP⁴ alimenté avec la base de données ECMWF est utilisé.

2.1.1 Simulateur 4A-OP

Le logiciel 4A-OP est un simulateur atmosphérique particulièrement efficace dans le domaine infrarouge thermique, qui permet le calcul rapide du transfert radiatif d'énergie (radiance) à un niveau d'observation défini par l'utilisateur. Il est possible de modifier la position du capteur et de changer la configuration géométrique de l'expérience. Le logiciel utilise la base de données GEISA⁵ (Husson et al 2005). Cette base de données, dans sa version 2003 (GEISA 2003 Edition), contient les paramètres spectroscopiques de 42 molécules (96 espèces isotopiques) dans l'intervalle spectral allant des micro-

⁴ (Automatized Atmospheric Absorption Atlas) <http://www.noveltis.net/4AOP/docs/NOV-3049-NT-1178v3-3.pdf>

⁵ GEISA : Gestion et Etude des Informations Spectroscopiques Atmosphériques

ondes jusqu'au visible, et prend aussi en compte les propriétés des chlorofluorocarbones et des principaux aérosols atmosphériques (Scott et al 1981).

Pour caractériser les différentes atmosphères, on utilise la base de données TIGR qui a 2311 profils différents. Chaque profil est caractérisé par des valeurs de température, de vapeur d'eau et d'ozone pour 40 niveaux de pression (de 0.05hPa à 1013hPa).

La résolution spectrale nominale est $5 \times 10^{-4} \text{ cm}^{-1}$, mais le modèle est prévu également pour travailler à plus basse résolution permettant de s'adapter aux conditions réelles à simuler. Dans nos travaux, toutes les simulations seront réalisées à une résolution de $0,25 \text{ cm}^{-1}$, car c'est la résolution spectrale moyenne du capteur IASI (<http://smc.cnes.fr/IASI/Fr/>) qui va être utilisée dans la suite.

Le programme contient une archive avec différentes émissivités de surface, 14 signatures spectrales en tout, qui a été complétée avec la base de données ASTER (Baldrige et al 2009).

Le modèle est développé par le Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) et est distribué par l'entreprise française NOVELTIS et soutenu par le CNES (Centre National Etudes Spatiales) et le CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique) (Chaumat et al 2006).

Dans la figure 2.1 suivante sont schématisées les différentes configurations géométriques qu'on peut reproduire avec le simulateur (voir le manuel d'utilisation 4AOP2006 v2.1).

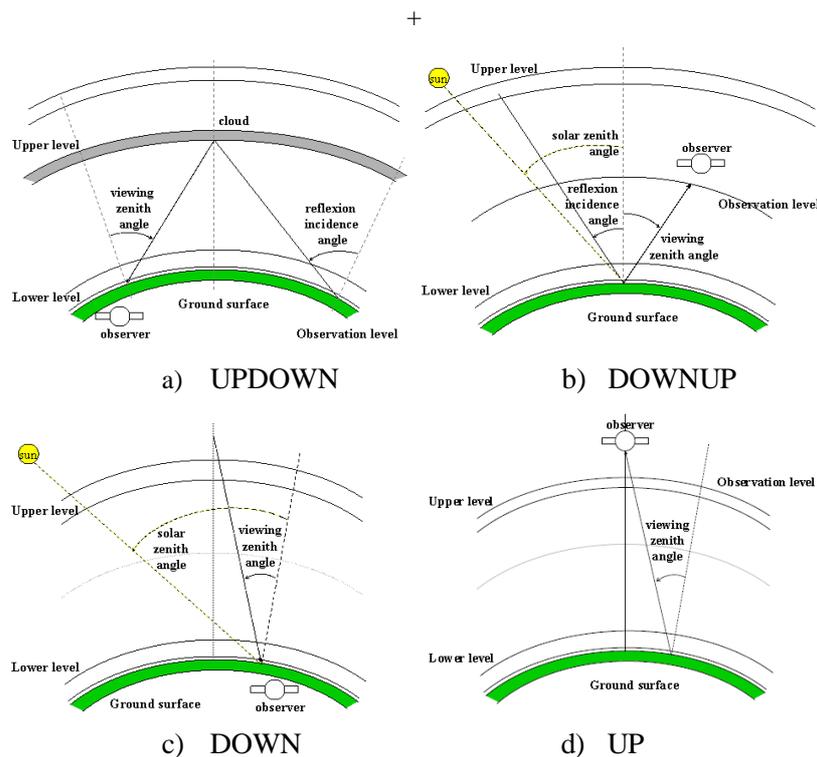


Figure 2.1 Différentes configurations géométriques offertes par le simulateur 4A-OP.

Configuration UP-DOWN: l'observateur se situe au niveau de la surface. Les résultats avec cette configuration correspondent à la radiance descendante et à la partie de la radiance émise réfléchié par exemple par des nuages. A l'aide de ces mesures on peut étudier les nuages ou en général les

caractéristiques des particules responsables de la réflexion d'une partie de la radiance provenant de la surface.

Configuration DOWN-UP: l'observateur se situe dans l'atmosphère et observe la surface de la Terre. Le chemin atmosphérique est égal à toute l'atmosphère (descendant) plus la portion d'atmosphère correspondant à la distance d'observation (surface-observateur).

Configuration DOWN: l'observateur est au niveau de la surface et mesure les rayonnements descendants qui viennent directement de l'émission du soleil et de l'émission propre descendante de l'atmosphère.

Configuration UP: l'observateur est situé en dehors de l'atmosphère, cette configuration est typique d'un satellite comme par exemple METOP ou METEOSAT.

2.1.2 Validation simulations 4A-OP avec le modèle MODTRAN

Dans ce travail, toutes les simulations atmosphériques sont réalisés avec le modèle de transfert radiatif 4A-OP car celui-ci permet d'effectuer des simulations à la résolution hyperspectrale de $0,25 \text{ cm}^{-1}$. Cependant, avant de l'utiliser de façon opérationnelle, une validation des sorties de 4A-OP est effectuée en utilisant le code MODTRAN 4.0 (Berk et al 1999). (MODerate resolution atmospheric TRANsmission) internationalement utilisé et reconnu.

Les figures suivantes 2.2 et 2.3, montrent respectivement les transmissions et radiances montantes et descendantes des deux codes de transfert ainsi que les différences. Le profil atmosphérique introduit vient de la base de données TIGR version TIGR2000_v1.1 et correspond à un profil sec (profil 1000 de la base de données). La température de surface est de 300 K et la résolution spectrale de l'expérience est ici de 2 cm^{-1} .

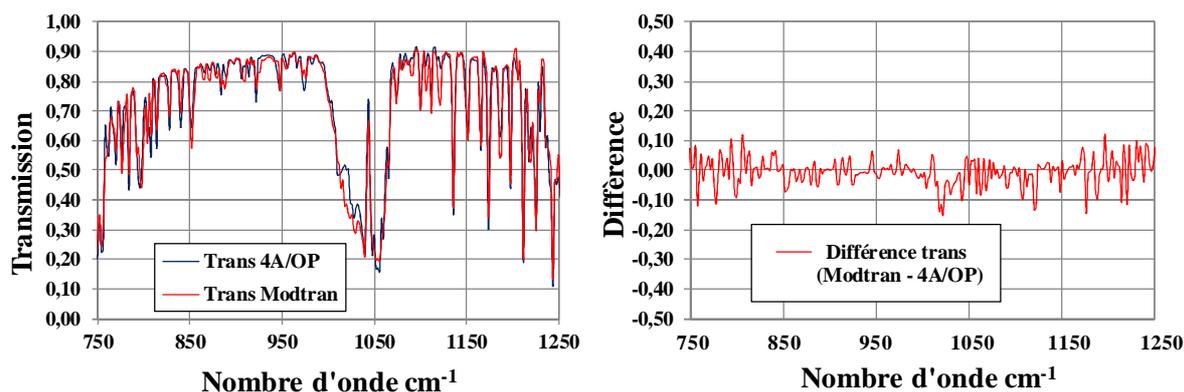


Figure 2.2 Transmissions 4A-OP et MODTRAN (gauche) ; différence des transmissions MODTRAN-4A/OP (droite).

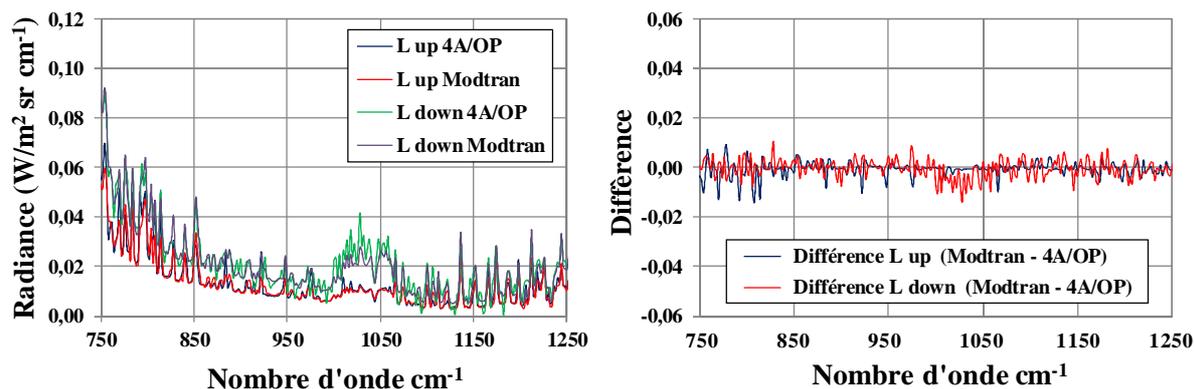


Figure 2.3 Radiances montantes et descendantes 4A-OP et MODTRAN (gauche); différence de radiances MODTRAN-4A-OP (droite), ($\text{W/m}^2 \text{ sr cm}^{-1}$).

Les deux figures montrent une bonne correspondance, aussi bien pour la transmission que les radiances montantes et descendantes. Il faut remarquer cependant que pour l'estimation de la radiance atmosphérique descendant, les différences sont plus importantes, l'explication est sur l'estimation elle-même, pour Modtran est utilisée l'approximation des 56° , et pour l'estimation avec 4A/OP le calcul intégrale pour tous les angles d'incidence des radiances incidentes sur la surface.

Sur l'intervalle spectral $1010\text{-}1060 \text{ cm}^{-1}$ un traitement spécial sera mené, en effet, c'est une région présentant de fortes absorptions d'ozone et donc une très faible transmission (voir figure 2.2). L'estimation des paramètres atmosphériques y est ainsi délicate. Cette région spectrale perturbée sera exclue de notre zone d'étude dans la suite afin de limiter les erreurs.

2.1.3 Bases de données ASTER, TIGR, GEISA, et ECMWF

Base de données émissivité ASTER

Nous avons utilisé une base de données représentative des différents types de surfaces, la base « Spectral ASTER library ». Elle répertorie une importante collection de signatures spectrales mesurées en laboratoire, de matériaux naturels et artificiels. En fonction des matériaux, l'intervalle spectrale s'étend de $0,5$ à $25 \mu\text{m}$. La résolution spectrale, également dépendante des matériaux, mais aussi de la région spectrale utilisée, peut varier de $0,01$ à $0,1 \mu\text{m}$.

La bibliothèque ASTER a été construite à partir de trois sources différentes d'information: les données fournies par « JHU (Johns Hopkins) » (Salisbury et al 1991b), celles mesurées par le « JPL (Jet Propulsion Laboratory) » (Grove et al 1992 ; Clark et al 1990, Lang et al 1990) et les signatures spectrales qui proviennent de la « United States Geological Survey Reston Office » (Clark et al 2007). Deux différents types de mesure sont utilisés (Clark et al 1990b). Soit la réflectance hémisphérique, soit la réflectivité bidirectionnelle sont mesurées. En théorie, l'émissivité de surface peut uniquement être obtenue à partir de la réflectance hémisphérique en utilisant la loi de Kirchhoff. Cependant, pour

des applications en télédétection, les données obtenues par la technique de la mesure bidirectionnelle permettent, sous hypothèse lambertienne, l'accès à l'émissivité (Rowan et al 1991).

Base de données TIGR

Une des sources d'information importante pour ce travail a été la base de données TIGR utilisée pour faire la caractérisation de l'atmosphère. Elle permet de se faire une idée réaliste des différentes atmosphères que l'on peut trouver sur Terre.

La figure 2.4 est un exemple de représentation de l'information contenue dans la base de données pour chaque profil atmosphérique. A partir de ses trois informations, profils de température, O₃, H₂O en fonction de la pression, on peut avec l'aide d'un simulateur atmosphérique faire une caractérisation de l'atmosphère.

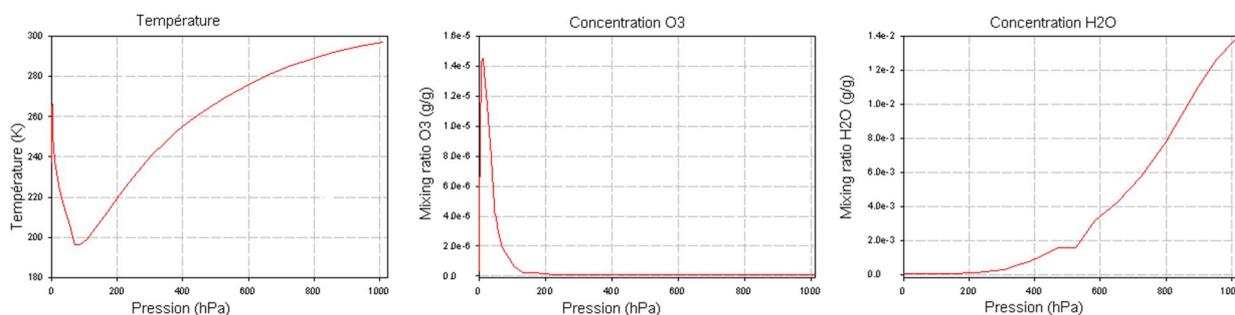


Figure 2.4 Exemple de représentation d'un profil atmosphérique tropical TIGR.

La base TIGR contient 2311 profils. Les profils 1 à 872 correspondent aux profils tropicaux, les profils 873 au 1718 aux atmosphères des latitudes moyennes, et les profils 1719 au 2311 aux profils polaires.

L'information sur chaque profil est décrite de la surface jusqu'au sommet de l'atmosphère, par les valeurs de température, concentration d'eau et d'ozone contenus sur 40 niveaux atmosphériques. De plus, la date et l'heure d'acquisition, la latitude/longitude de l'endroit auquel correspond l'atmosphère sont fournies.

La figure 2.5 est un extrait de la base de données et correspond au profil atmosphérique tropical 1, latitude -166.65, longitude 19.27, pour le mois d'avril 1979 comme indiqué sur la première ligne. De ces informations seul le numéro de profil sera utilisé par la suite car il permet de connaître l'humidité totale de l'atmosphère. Le logiciel 4A a été spécialement conçu pour travailler avec ce type de fichiers donc les manipulations pour faire des simulations sont aisées.

```

1          -16665          1927          790400
0.23709E+03 0.24398E+03 0.25144E+03 0.25843E+03 0.26469E+03 0.26637E+03
0.26418E+03 0.25961E+03 0.25114E+03 0.24421E+03 0.23894E+03 0.23474E+03
0.22940E+03 0.22342E+03 0.21568E+03 0.21075E+03 0.20419E+03 0.19640E+03
0.19624E+03 0.19905E+03 0.20422E+03 0.21108E+03 0.21936E+03 0.22464E+03
0.22993E+03 0.23543E+03 0.24113E+03 0.24695E+03 0.25255E+03 0.25822E+03
0.26379E+03 0.26932E+03 0.27456E+03 0.27992E+03 0.28508E+03 0.28902E+03
0.29143E+03 0.29338E+03 0.29530E+03 0.29686E+03
0.29686E+03 0.10130E+04
0.20947E-05 0.23831E-05 0.25653E-05 0.27019E-05 0.27474E-05 0.27171E-05
0.26412E-05 0.25653E-05 0.24590E-05 0.23679E-05 0.22617E-05 0.21706E-05
0.21099E-05 0.21251E-05 0.20644E-05 0.19429E-05 0.15179E-05 0.28570E-05
0.54811E-05 0.10262E-04 0.18167E-04 0.39079E-04 0.68459E-04 0.98915E-04
0.12937E-03 0.18322E-03 0.28245E-03 0.50606E-03 0.75493E-03 0.11160E-02
0.15817E-02 0.22935E-02 0.31808E-02 0.42332E-02 0.57459E-02 0.77936E-02
0.93611E-02 0.11030E-01 0.12630E-01 0.13820E-01
0.38306E-06 0.46245E-06 0.89555E-06 0.21227E-05 0.30394E-05 0.38619E-05
0.54926E-05 0.77015E-05 0.10355E-04 0.12739E-04 0.14330E-04 0.14554E-04
0.13585E-04 0.11422E-04 0.79056E-05 0.47004E-05 0.28720E-05 0.19296E-05
0.13931E-05 0.62266E-06 0.24161E-06 0.22732E-06 0.14680E-06 0.11013E-06
0.11617E-06 0.12042E-06 0.11747E-06 0.11228E-06 0.10941E-06 0.10793E-06
0.10568E-06 0.10286E-06 0.10015E-06 0.97162E-07 0.93580E-07 0.90016E-07
0.88279E-07 0.86017E-07 0.86494E-07 0.73475E-07
0.050000000 0.089000000 0.170000000 0.300000000 0.550000000 10000000000
1.500000000 2.230000000 3.330000000 4.980000000 7.430000000 11.110000000
16.600000000 24.790000000 37.040000000 45.730000000 56.460000000 69.710000000
86.070000000 106.270000000 131.200000000 161.990000000 200.000000000 222.650000000
247.870000000 275.870000000 275.950000000 307.200000000 341.990000000 380.730000000
423.850000000 471.860000000 525.000000000 584.800000000 651.040000000 724.780000000
848.690000000 900.330000000 955.120000000 1013.000000000

```

Figure 2.5 Exemple de données d'un profil atmosphérique tropical TIGR.

A partir de la deuxième jusqu'à la huitième ligne il y a les 40 valeurs de température en K et les 40 niveaux en pression. Ensuite, en ligne 9, est donnée l'information correspondant à la surface, à savoir, la température en K et la pression de surface en hPa. Il faut souligner ici que ces valeurs correspondent aux valeurs du premier niveau.

A la dixième ligne, commence l'information en g/g (mixing ratio) du contenu en vapeur d'eau, ensuite le contenu en ozone et pour finir la pression des 40 niveaux.

Base de données GEISA

Une autre source d'information nécessaire pour le fonctionnement du logiciel de simulation 4A est la banque de données spectroscopiques GEISA. Créée en 1975, cette base de données, est une des plus grandes archives mondiales. Dans sa dernière version (Geisa 2009 edition), actuellement en cours d'achèvement, sont décrites les propriétés (position, intensité, largeur à mi-hauteur, coefficient d'élargissement en pression, nombres quantiques identifiant la transition, auteurs, etc..) de près de 4 millions de raies spectrales, correspondant à 50 molécules et à 111 de leurs variétés isotopiques. L'intervalle spectral couvert (des micro-ondes à l'ultraviolet proche) va de 10^{-6} à $35,877 \text{ cm}^{-1}$. Deux sous archives sont associées à Geisa : l'une rassemble les sections efficaces de 35 molécules complexes (fréons, par exemple) et l'autre, les caractéristiques optiques et microphysiques liées à l'absorption du rayonnement atmosphérique par les aérosols.

Base de données ECMWF

Pour caractériser l'atmosphère dans des cas réels, la base de données ECMWF (European Center of Medium-range Weather Forecast) sera utilisée.

L'ECMWF est le « centre européen de prévision météorologique à moyen terme ». C'est une organisation non gouvernementale supportée par 34 pays et fonctionnelle depuis le 1^{er} août 1979. Son but principal est la prévision météorologique à moyen terme par le biais du développement de méthodes numériques (modèles de circulation générale, GCMs) et par la collecte et le stockage des données météo mondiales. Ces prévisions sont réalisées toutes les six heures à l'aide d'un modèle numérique de l'atmosphère terrestre globale. C'est un modèle spectral développé depuis 2006, avec une résolution horizontale d'environ 25 km (0,25°). Chaque prévision effectuée par ce modèle opérationnel est initialisée avec une analyse opérationnelle, c'est-à-dire une représentation 3D des variables météorologiques la plus proche possible de ce qui a été observé dans l'atmosphère juste avant le début de la simulation. Plus précisément, ces analyses opérationnelles sont le résultat d'une optimisation pour minimiser les erreurs introduites à la fois par le modèle et les observations. Les observations sont d'origines diverses (mesures au sol, radiosondages, mesures par satellites, mesures maritimes, mesures de capteurs abord d'avions...) à l'échelle globale.

Nous nous intéressons en particulier aux paramètres thermodynamiques température en K , humidité relative en (%) et géopotential en (m^2/s^2) (c'est-à-dire l'altitude « géopotentielle » multipliée par la constante gravitationnelle).

Nous allons présenter maintenant des profils atmosphériques qui ont été utilisés pour faire la caractérisation atmosphérique et fournis par le centre européen ECMWF. Les données sont fournies sous un format GRIB qui permet de les réorganiser selon différents critères (date, heure, pression ...). Les données que nous avons commandées contiennent les descriptions atmosphériques de l'année 2008, la zone géographique allant de 0° à 60° Nord en latitude et de -20° à 40° Est en longitude (voir figure 2.6 suivante).

Le format GRIB (General Regularly-distributed Information sous la forme Binaire) est un format de fichier utilisé pour le stockage et la transmission de données, largement utilisé pour les données météorologiques, sur des points de grilles, telles que les sorties de modèle de prévision numérique du temps. Ils sont considérablement plus compacts que les cartes météo graphiques numériques et du fait de leur taille réduite sont bien mieux adaptés aux téléchargements et transport. Ce format est conçu afin d'être auto-descripteur, compact et utilisable tel quel d'une architecture informatique à une autre. Le standard GRIB a été conçu et est maintenu par l'Organisation météorologique mondiale en 1985 ([WMO](http://www.wmo.int)⁶).

⁶ (World Meteorological Organization) <http://www.wmo.int/pages/prog/www/WDM/Guides/Guide-binary-2.html>

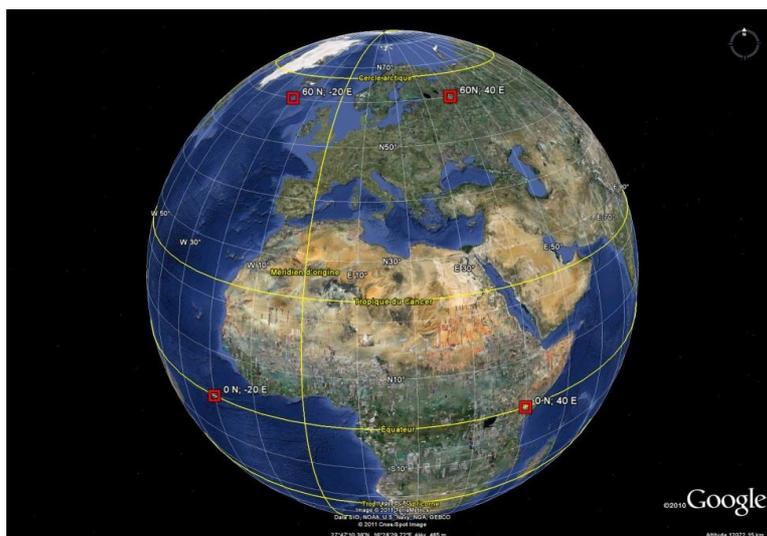


Figure 2.6 Zone de couverture des données ECMWF.

Il faut remarquer qu'étant donnée la géométrie circulaire de la Terre, les $0,25^\circ$ correspondent à 30 Km pour la latitude 0° , et 20 Km pour la latitude 60° .

Les paramètres dont on dispose sont la température en K, l'humidité relative en % et l'énergie géopotentielle en m^2/s^2 sur 25 niveaux en pression.

Ces 25 isobares (lignes de pression constante) correspondent aux pressions en hPa :

1,	2,	3,	5,	7,
10,	20,	30,	50,	70,
100,	150,	200,	250,	300,
400,	500,	600,	700,	800,
850,	900,	925,	950,	1000,

Pour chaque journée de l'année, nous disposons des données toutes les 6 heures (00h, 06h, 12h et 18h UTC).

Par rapport aux profils atmosphériques TIGR, qui décrivent 40 niveaux isobariques, la différence fondamentale est qu'avec ces données, on peut faire des corrections atmosphériques adaptées aux conditions particulières à une date et un endroit spécifique, permettant donc d'approcher les situations réelles.

2.1.4 Estimation des grandeurs atmosphériques

A titre d'exemple, la figure 2.7, présente un cas pratique de reconstruction des quantités atmosphériques à l'aide du simulateur 4A-OP alimenté par la base de données ECMWF. L'expérience correspond à 12 h UTC du 9 aout 2008 et est centrée sur 3.9 μm .

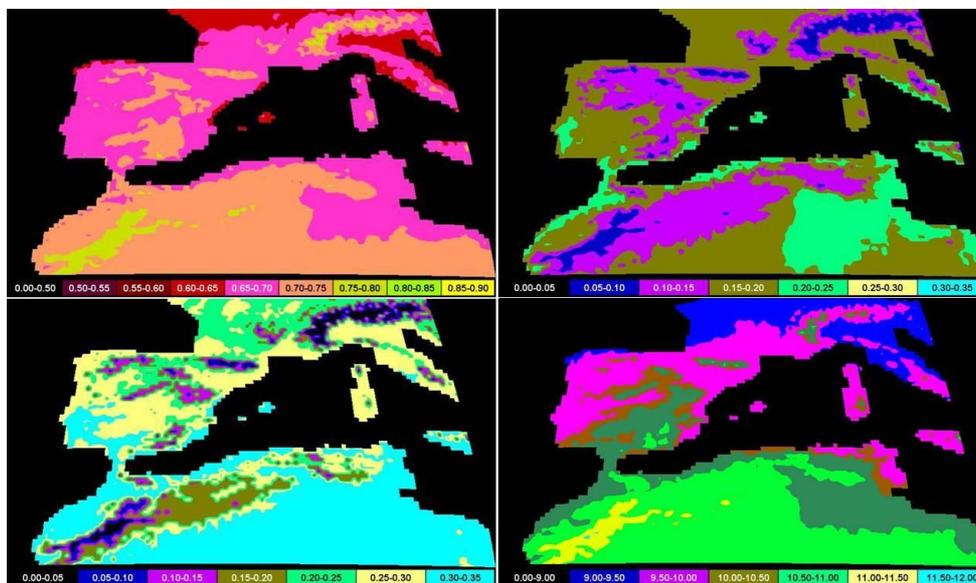


Figure 2.7 Transmission, radiance atmosphérique montante et descendante, apport solaire ($\text{W}/\text{m}^2 \text{sr cm}^{-1}$).

La figure 2.8 est analogue à la figure 2.7, mais cette fois-ci l'expérience est centrée sur la fenêtre spectrale 8.7 μm . Dans cette région spectrale, la contribution solaire est négligeable comme on l'a vu au chapitre antérieur et n'est donc pas représentée.

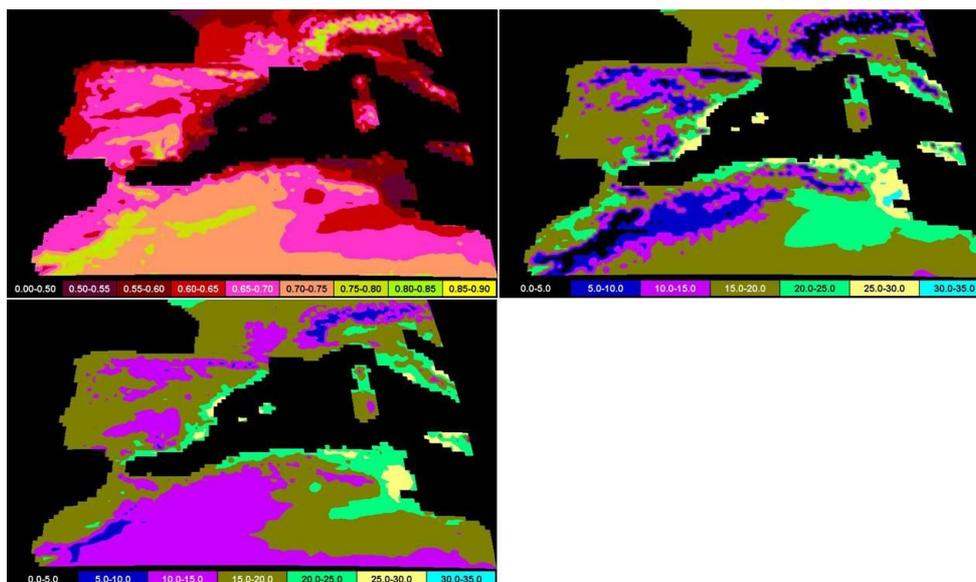


Figure 2.8 Transmission, radiance atmosphérique descendante et montante ($\text{W}/\text{m}^2 \text{sr cm}^{-1}$).

2.2 Méthodes de séparation existantes

Dans cette partie, le deuxième obstacle rencontré lors de la restitution des paramètres de surface à partir d'une mesure de radiance, connu sous le concept du « découplage émissivité – température », est présenté. Dans la littérature, on trouve un nombre important de solutions, la plupart présentant des conditions très spécifiques d'application et difficilement généralisables (Sobrino et al 2002). Une étude des différentes techniques de séparation est exposée ici. Dans la dernière partie de cette section on introduira la méthode qui sera utilisée dans la suite du travail.

Même dans une situation idéale où les termes atmosphériques sont parfaitement connus et la surface observée est Lambertienne, si on revient à l'équation 1.17, on doit faire face à un système de N équations et $N+1$ inconnues qui sont les N émissivités spectrales et la température de surface. Il nous faut donc ajouter une restriction supplémentaire pour trouver la solution au système.

Dans la littérature, on trouve plusieurs techniques de séparation émissivité/température (Kahle et Alley 1992) lesquelles ont donné à différents niveaux des résultats valables. Dans la suite, quelques-unes de ces techniques sont exposées brièvement. La dépendance spectrale dans la description de ces méthodes a été traditionnellement exprimée en longueur d'onde, donc cette nomenclature sera conservée pour les décrire.

2.2.1 Méthode *SPECTRAL RATIO*

Une solution au problème fut proposée par Watson 1992. La méthode s'appuie sur le fait de que les rapports entre radiances spectrales, au contraire des radiances, ne sont pas très sensibles aux petits changements en température et que le calcul de ces rapports permettent de remonter jusqu'au rapport des émissivités dans deux canaux adjacents (à partir d'une distance entre les canaux de 75 cm^{-1} , la méthode commence à donner des résultats médiocres).

Pour le canal i , si la contribution atmosphérique est négligée, le signal en entrée capteur est seulement du à l'émission de la surface :

$$L_i = \varepsilon_i B_i(T) \quad (2.1)$$

Donc le rapport entre deux canaux consécutifs peut être exprimé comme :

$$L_{i+1}/L_i = (\varepsilon_{i+1}/\varepsilon_i) (B_{i+1}(T)/B_i(T)) \quad (2.2)$$

Watson 1992, montre que le rapport entre les termes dus à l'émission de Planck entre deux canaux voisins, a une faible dépendance avec la température de surface, et que l'on peut déterminer le rapport d'émissivité avec une précision de 1% avec jusqu'à une erreur de 12.5 K dans l'estimation de la

température. De plus, en utilisant la température de brillance maximale entre les canaux utilisés, on obtient une estimation adéquate de la température de surface.

Par contre, cette méthode est fortement limitée par le bruit radiométrique des mesures et la largeur spectrale des canaux. Les effets atmosphériques imposent l'utilisation d'un modèle atmosphérique de correction, qui complique les calculs et introduit des erreurs.

Cette méthode est applicable dans le domaine 8-12.5 μm , et avec une température de surface d'environ 300 K et permet la classification de plusieurs cibles par leurs principales caractéristiques spectrales.

2.2.2 Méthode TISI (*Temperature-Independent Spectral Indices*)

Cette technique de séparation fut proposée par Becker et Li 1990. Elle est basée sur l'approximation à la loi de Planck par:

$$B_i(T) = a_i T^{n_i} \quad (2.3)$$

où les a_i et n_i sont des constantes qui dépendent uniquement du canal spectral utilisée i . Cette approximation est valable pour des variations raisonnables de température (Li al 1999).

Si on néglige l'éclairement solaire et sous l'hypothèse de surface Lambertienne, la radiance en entrée capteur canal i est composée d'un terme dû à l'émission propre qui dépend de l'émissivité et de la température de surface, d'une contribution réflective qui dépend de la radiance atmosphérique descendante, d'une contribution de la radiance atmosphérique montante et finalement de la transmission atmosphérique (équation 1.17).

La température de brillance T_i capteur et la température de brillance de surface T_{gi} peuvent être utilisées à la place de la radiance en entrée capteur L_i et de la radiance R_i .

$$L_i = (\varepsilon_i B_i(T_s) + (1 - \varepsilon_i) L_{atmi\downarrow}) \tau_i + L_{atmi\uparrow} = B_i(T_i) \quad (2.4)$$

$$R_i = \varepsilon_i B_i(T_s) + (1 - \varepsilon_i) L_{atmi\downarrow} = B_i(T_{gi}) \quad (2.5)$$

Les auteurs définissent les coefficients $TISI_{ir}$ pour deux canaux i et r (r symbolise le canal de référence), comme:

$$TISI_{ir} = \frac{C_r^{(n_i/n_r)} a_r^{(n_i/n_r)} R_i}{C_i^{(n_i/n_r)} a_i^{(n_i/n_r)} R_r^{(n_i/n_r)}} = \frac{B_i(T_{gi}) - R_{ati\downarrow}}{B_i(T_{g\max}) - R_{ati\downarrow}} \times \frac{B_r(T_{g\max}) - R_{atr\downarrow}}{B_r(T_{gr}) - R_{atr\downarrow}} \quad (2.6)$$

$$\text{Avec } C_k = \frac{1 - \beta_k}{1 - \frac{R_{atk\downarrow}}{B_r(T_{gk})}} \text{ et } \beta_k = \frac{R_{atk\downarrow}}{B_k(T_s)} \cong \frac{R_{atk\downarrow}}{B_k(T_{g\max})} \quad (k = i, r)$$

$T_{g\max}$ correspondant à la plus grande température de brillance de surface entre tous les canaux étudiés.

En combinant les équations 2.3, 2.4, 2.5 et 2.6 on peut montrer que :

$$TISI_{ir} \cong \frac{\varepsilon_i}{\varepsilon_r^{n_i/n_r}} \left[1 + \frac{T_{g\max} - T_s}{T_s - T_{a\downarrow}} \left(\frac{n_i}{n_r} - 1 \right) \right] \quad (2.7)$$

où

$T_{a\downarrow} \equiv \left(\frac{R_{atkl\downarrow}}{a_k} \right)^{1/n_k}$ est la température de brillance atmosphérique descendante effective.

Si $T_{g\max}$ et n_i/n_r sont proches de T_s et de l'unité respectivement, et en tenant compte que $T_s \square T_{a\downarrow}$, on peut faire l'approximation suivante :

$$TISI_{ir} \cong \frac{\varepsilon_i}{\varepsilon_r^{n_i/n_r}} \quad (2.8)$$

D'autre part, si on choisit comme canal de référence celui qui a la température la plus haute ($T_{g\max} = T_{gr}$), on peut réécrire l'équation 2.6 comme :

$$TISI_{ir} = \frac{B_i(T_{gi}) - R_{atkl\downarrow}}{B_i(T_{gmax}) - R_{atkl\downarrow}} \cong \frac{\varepsilon_i}{\varepsilon_r^{n_{ir}}} \quad (2.9)$$

Cette expression donne la possibilité de faire une estimation du rapport d'émissivités entre deux canaux, à partir de mesures de l'espace. Il faut aussi cependant dans cette méthode une bonne connaissance du profil atmosphérique.

2.2.3 Méthode *REFERENCE CHANEL*

L'hypothèse de cette méthode développée par Kahle et al 1980, est que l'émissivité dans un canal de référence est constante et connue pour tous les pixels étudiés. A partir de cette émissivité, par inversion de l'équation de transfert radiatif (1.17), supposant une bonne connaissance du profil atmosphérique, une réflexion Lambertienne et en négligeant la contribution solaire, on arrive facilement à estimer la température de surface. On peut ensuite reconstruire le spectre d'émissivité pour le reste de canaux.

L'hypothèse est très restrictive, mais la méthode fournit des résultats cohérents à condition de travailler sur de matériaux connus.

2.2.4 Méthode ALPHA EMISSIVITY

Cette méthode s'appuie sur l'approximation de Wien de l'équation de Planck (1.5). Selon cette approximation, la loi de corps noir en fonction de la longueur d'onde λ_i dans le canal i , s'écrit :

$$B_i(T) = \frac{C_3}{\lambda_i^5} \exp\left(\frac{C_4}{\lambda_i T}\right) \quad (2.10)$$

Où C_3 et C_4 sont des constantes décrites dans la partie (1.1.2).

Cette approximation peut être considérée comme acceptable (figure 2.9), pour les longueurs d'onde inférieures à 14 μm et températures de surface en dessous de 500 K, condition vérifiée facilement par la plupart des mesures de surface terrestre.

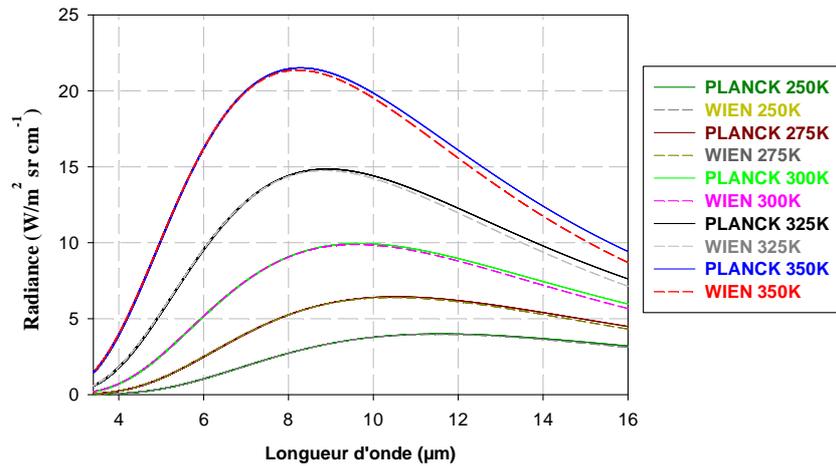


Figure 2.9 Approximation de Wien de l'expression de corps noir de Planck.

Kealy définit alors les coefficients α_i pour le canal i comme :

$$\alpha_i = \lambda_i \ln \varepsilon_i - \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \lambda_k \ln \varepsilon_k \quad (2.11)$$

Avec ces coefficients α , qui utilisent les logarithmes naturels sur l'expression de Wien et en éliminant la température de surface, l'auteur montre que :

$$\alpha_i = \lambda_i \ln B_i(T_{gi}) - \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \lambda_k \ln B_k(T_{gk}) + K_i \quad (2.12)$$

où K_i est une constante qui dépend des caractéristiques spectrales du canal i étudié.

On peut alors déterminer les coefficients α_i à partir des mesures de radiance B_i et arriver à une expression qui nous permet calculer un rapport d'émissivités en faisant des simples manipulations mathématiques sur l'équation 2.11.

$$\frac{\varepsilon_i}{\varepsilon_r^{n_{ir}}} = (\exp(\alpha_i - \alpha_r))^{\frac{1}{\lambda_i}} \quad (2.13)$$

2.2.5 Méthode *EMISSIVITY NORMALIZATION*

Pour appliquer la méthode de séparation décrite par Gillespie A.R, et al 1985, il faut considérer que l'émissivité dans un pixel de référence est connue et constant pour les N canaux utilisés. Donc on aura N différentes températures de surface. L'auteur choisit la température maximale entre tous les canaux comme température de surface avec laquelle il applique l'équation de transfert radiative (1.17) et construit la signature spectrale pour les autres canaux.

2.2.6 Méthode *BLACK BODY FIT*

Cette méthode fut proposée par Kahle 1992. Elle impose de connaître avec exactitude l'émissivité maximale et l'intervalle spectral où elle se trouve, ce qui est uniquement possible si les caractéristiques spectrales du matériel d'étude sont connues.

Ensuite, on encadre la température de surface T_s en choisissant les valeurs maximales T_{\max} et minimales T_{\min} contenant la vraie température de surface.

$$\varepsilon_{\max} \in (\lambda_1, \lambda_2) \quad T_s \equiv \bar{T} = \frac{T_{\max} - T_{\min}}{2}$$

Avec cette température T_s , on fait une première approche du spectre d'émissivité $\bar{\varepsilon}$ et avec $\bar{\varepsilon}_{\max}$ on suppose:

$$\bar{\varepsilon}_{\max} < \varepsilon_{\max} \quad \rightarrow \quad \bar{\varepsilon}(\lambda_{\max}) < \varepsilon(\lambda_{\max})$$

$$\frac{L(\lambda_{\max}) - L_{atm\downarrow}(\lambda_{\max})}{L_B(\bar{T}, \lambda_{\max}) - L_{atm\downarrow}(\lambda_{\max})} < \frac{L(\lambda_{\max}) - L_{atm\downarrow}(\lambda_{\max})}{L_B(T, \lambda_{\max}) - L_{atm\downarrow}(\lambda_{\max})}$$

$$\Rightarrow \quad \bar{T} < T$$

Si on considère la croissance stricte de la fonction de Planck en fonction de la température, cette dernière inégalité sera vraie seulement si $L(\lambda_{\max}) - L_{atm\downarrow}(\lambda_{\max}) > 0$ ce qui est généralement le cas.

On a ensuite deux possibilités :

$$\bar{\varepsilon}_{\max} < \varepsilon_{\max}, T_{\max} \text{ sera repris égal à } \bar{T}$$

ou $\bar{\varepsilon}_{\max} > \varepsilon_{\max}$, T_{\min} sera repris égal à \bar{T}

On itère le processus jusqu'à que la température maximale et minimal soient égales et avec cette valeur, on recalcule le spectre d'émissivité final $\bar{\varepsilon}$.

2.2.7 Méthode *GREY BODY EMISSIVITY*

Cette méthode utilise la régularité de l'émissivité en fonction de la longueur d'onde pour des longueurs d'onde supérieures à 10 μm . Cette hypothèse est confortée par une étude de spectres d'émissivité mesurés en laboratoire de nombreux matériaux, notamment matériaux naturels et dérivés tels qu'on en trouve dans des images satellite (Barducci et al 1996).

Mathématiquement la restriction s'écrit:

$$\varepsilon_{\lambda_i} = \varepsilon_{\lambda_j} \quad (2.14)$$

où les émissivités correspondent à la valeur moyenne d'onde dans les canaux i , j , respectivement. Cette équation (2.14) doit être utilisée avec les valeurs intégrales de chaque canal.

2.3 Méthode SpSm

La méthode Spectral Smoothness Method (SpSm) ou méthode de régularité, est une technique de séparation proposée par Borel 1998. Elle est basée exclusivement sur la constatation expérimentale que le spectre d'émissivité d'une surface est plus lisse que le spectre atmosphérique. Comme conséquence, une variation de la température de surface \check{T} estimée, autour de la vraie température de surface T , accentue la présence de raies dans le spectre d'émissivité correspondant, ce que l'on peut constater sur la figure 2.10 ci-dessous, qui montre un exemple d'application de la méthode sur un spectre d'échantillon de quartz. En rouge il y a l'émissivité du quartz et en vert la transmission de l'atmosphère.

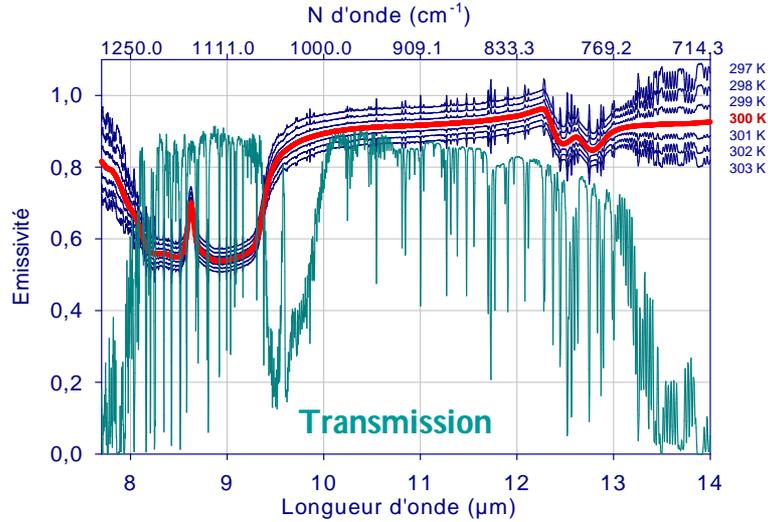


Figure 2.10 Exemple d'application de la méthode de séparation SpSm sur un échantillon de quartz.

La méthode s'appuie sur l'hypothèse de régularité de l'émissivité.

L'émissivité recherchée est donnée par l'équation de bilan énergétique (1.18) :

$$\varepsilon(\nu) = \frac{L_{\text{capteur}}(T, \nu) - L_{\text{atm}\uparrow}(\nu) - L_{\text{atm}\downarrow}(\nu)\tau(\nu)}{[L_B(T, \nu) - L_{\text{atm}\downarrow}(\nu)]\tau(\nu)} \quad (2.15)$$

Pour mesurer la régularité de l'émissivité, on utilise la fonction de régularité suivante :

$$S_m = \sum_{i=2}^{N-1} \left[\varepsilon_i - \frac{(\varepsilon_{i-1} + \varepsilon_i + \varepsilon_{i+1})}{3} \right] \quad (2.16)$$

Sur la figure suivante 2.11 gauche, sont représentées les différentes émissivités de surface retrouvées par la méthode SpSm et on peut constater que l'émissivité (vert foncé) qui correspond au minimum de la fonction de régularité (graphe à droite) est plus lisse (moins bruitée) que les autres et coïncide parfaitement avec l'émissivité théorique. Sur la partie droite du graphe qui représente la fonction de régularité, on constate que le minimum est bien obtenu pour 280 K.

La méthode SpSm a donc été choisie pour ce travail car elle est très bien adaptée à la résolution spectrale des données hyperspectrales du capteur IASI.

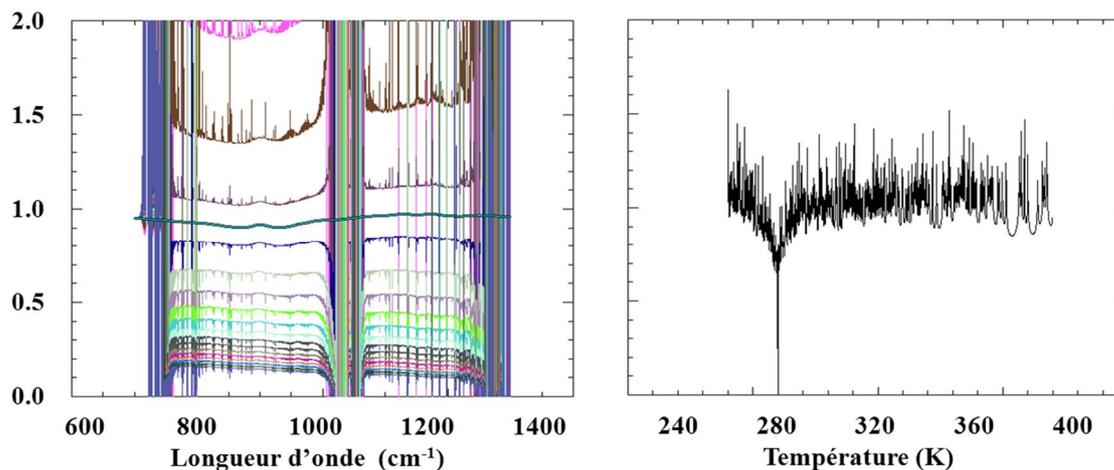


Figure 2.11 Graphes résultants de l'application de la méthode pour un profil atmosphérique correspondant à une latitude moyenne, avec une émissivité d'entrée correspondant à l'herbe sèche à une température de 280 K (gauche) et fonction de régularité (droite).

Une adaptation de la méthode en utilisant l'interféromètre SAERI (Surface and Atmospheric Emitted Radiance Interferometer) peut être consulté en Bower 2001.

Cette partie est dédiée à l'utilisation de la méthode de séparation SpSm et aux tests de ses performances sur des paramètres simulés avec le logiciel 4A-OP et les profils atmosphériques TIGR. On a pu constater sur différents exemples que la méthode fonctionne parfaitement si on considère l'atmosphère totalement connue (voir figures 2.10 et 2.11). Ceci ne correspond pas au cas réel, et une étude de sensibilité aux paramètres atmosphériques et au bruit instrumental est présentée.

La figure 2.12 suivante montre un exemple d'application de la méthode sur un profil TIGR de façon tout à fait analogue aux applications que l'on a montrées dans le deuxième chapitre (figure 2.10) mais, cette fois ci, le profil atmosphérique n'est pas totalement caractérisé car on a introduit une erreur de 1 K sur la température de chacun des 40 niveaux de pression qui décrivent le profil TIGR utilisé.

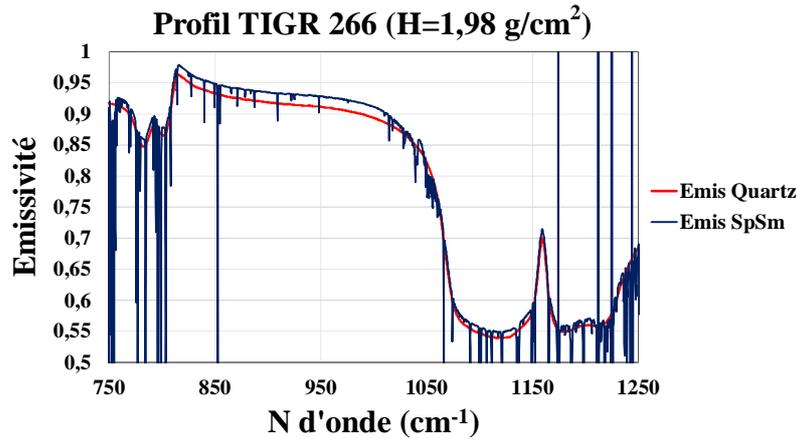


Figure 2.12 Emissivité de quartz restituée avec la méthode SpSm pour un profil humide (TIGR 266; $H=1,98 \text{ g/cm}^2$) avec un bruit de 1 K en température.

On constate que l'émissivité retrouvée (en bleu foncé) diffère de la signature introduite (en rouge) et la température retrouvée aussi est de plus d'un degré en dessous de la valeur de départ. Ceci montre que l'introduction d'une petite erreur sur les paramètres atmosphériques affecte les performances de la méthode. Les performances de la méthode sur différents profils atmosphériques (de secs à humides) et différentes températures de surface ont été testées avec comme objectifs de trouver les conditions optimales d'application de la technique de calcul SpSm. Différents intervalles spectraux d'application de la méthode ainsi que différentes résolutions spectrales des données ont été expérimentés.

Nous avons également introduit un bruit instrumental pour étudier comment se comporte la méthode et ce en fonction de différentes atmosphères.

2.3.1 Application de la méthode SpSm avec des données simulées

2.3.1.1 Sensibilité de la méthode aux bruits atmosphériques

Pour tester la robustesse de la méthode SpSm, nous avons choisi 5 profils très différents de la base TIGR représentatifs des atmosphères que l'on peut retrouver dans des cas réels (profils 1, 266, 374, 1000 et 2000 avec respectivement les contenus intégrés en vapeur d'eau et températures de surface suivants : $H_1 = 3.90 \text{ g/cm}^2$, $LTS_1 = 297 \text{ K}$; $H_{266} = 1.98 \text{ g/cm}^2$, $LTS_{266} = 299 \text{ K}$; $H_{374} = 6.27 \text{ g/cm}^2$, $LTS_{374} = 290 \text{ K}$; $H_{1000} = 1.02 \text{ g/cm}^2$, $LTS_{1000} = 280 \text{ K}$; $H_{2000} = 0.14 \text{ g/cm}^2$, $LTS_{2000} = 236 \text{ K}$).

Le contenu intégré en vapeur d'eau H fait référence à la masse totale de vapeur d'eau contenue dans la colonne atmosphérique de section unité située à la verticale d'un point sur la surface terrestre.

$$H = \int_{z=0}^z d \times \bar{h} \times dz \quad (\text{g} / \text{cm}^2) \quad (2.17)$$

où \bar{h} est l'humidité spécifique (rapport de la masse de vapeur d'eau à la masse d'air humide dans un volume élémentaire) et d (g/cm^3) est la densité de l'air humide à l'altitude z . L'intégrale s'étend de la surface jusqu'au sommet de l'atmosphère (30-50 Km).

Des études climatologiques sur la vapeur d'eau atmosphérique (Benjamin et al 1998 ; Rocken et al 1991 ; Zou et al 1996) montrent que le contenu H varie entre 0.1 aux pôles en hiver et 6.5 près de l'équateur et que pour les latitudes moyennes, il est de l'ordre de 3 (g/cm^2).

Comme on peut l'observer sur la figure 2.13, les profils choisis couvrent une large dynamique de températures (190-310 K) et contenus en vapeur d'eau (0-0.025 g/g), allant d'atmosphères très sèches et froides (TIGR 2000), jusque d'autres très humides et chaudes (TIGR 374).

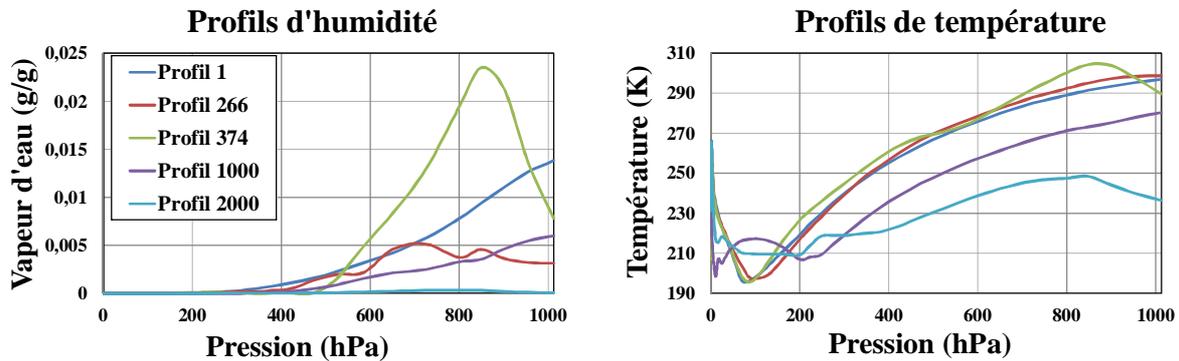


Figure 2.13 Profils atmosphériques choisis pour tester les performances de la méthode.

La procédure de simulation suivie est la suivante :

- Utilisation des températures et contenus en vapeur d'eau des profils TIGR pour simuler les paramètres atmosphériques $L_{am\uparrow}(v)$, $L_{am\downarrow}(v)$ et $\tau(v)$ avec le code 4A-OP.
- Recalcul de ces paramètres après l'introduction d'une erreur sur les profils atmosphériques (soit sur la température de tous les différents niveaux et/ou sur le contenu en vapeur d'eau). On obtient alors de nouveaux paramètres atmosphériques $L'_{am\uparrow}(v)$, $L'_{am\downarrow}(v)$ et $\tau'(v)$.
- On introduit la température de surface (LST) et l'émissivité de l'échantillon ($\varepsilon(v)$) afin d'estimer le signal en entrée capteur ($L_{capteur}$).
- La méthode SpSm est appliquée. On étudie alors les différences entre la température de surface et les émissivités retrouvées par rapport aux valeurs initiales.

Pour introduire une erreur dans la connaissance de l'atmosphère entre la surface de la Terre et le capteur abord d'un satellite, et pouvoir tester la méthode de calcul dans de situations réalistes, on a décidé de simuler une mauvaise description du profil TIGR avec l'introduction, comme il est montré sur la figure suivante 2.14, de nouvelles températures et contenus en vapeur d'eau sur et sous estimées.

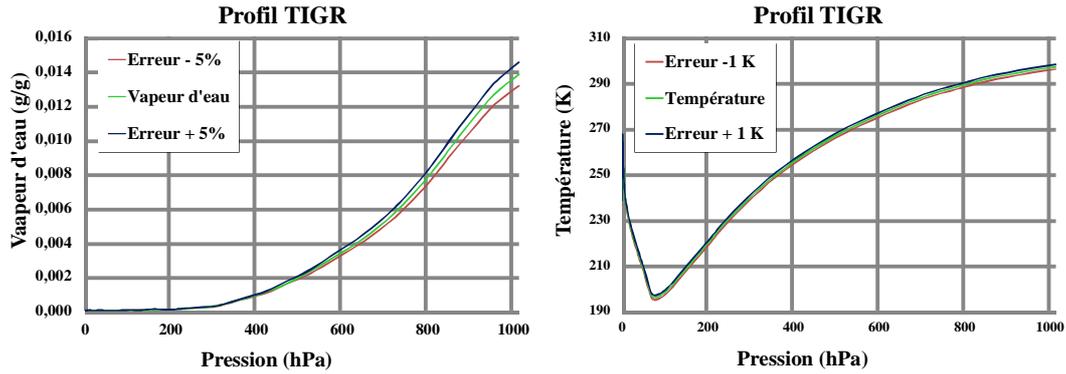


Figure 2.14 Exemple d'erreur sur le profil atmosphérique TIGR 1.

Il est bien évident qu'avec ces nouveaux profils atmosphériques les termes environnementaux calculés seront différents de ceux que l'on avait estimés comme on peut le voir sur la figure 2.15 et surtout sur la figure 2.16 qui présente les différences entre les deux estimations pour le profil humide TIGR 1 pour des erreurs en température de ± 1 K.

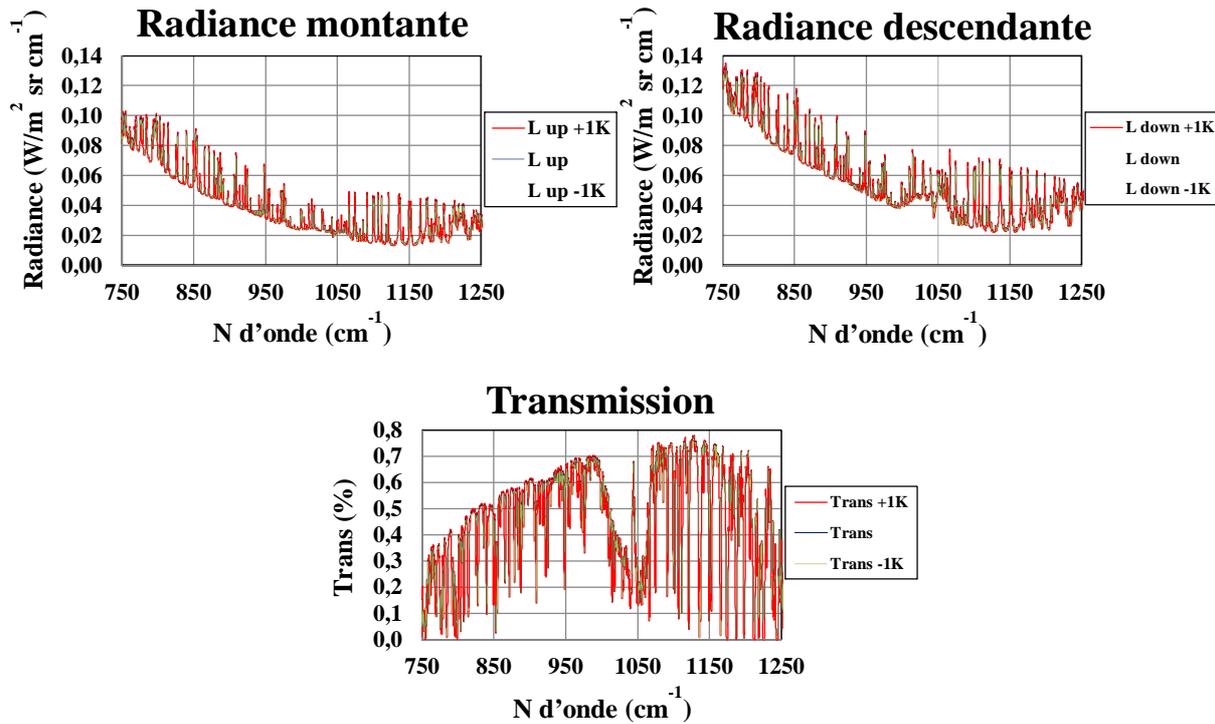


Figure 2.15 Impact des erreurs sur les paramètres atmosphériques pour le profil atmosphérique TIGR 1. Haut gauche: L_{up} ; haut droit: L_{down} ; bas: transmission.

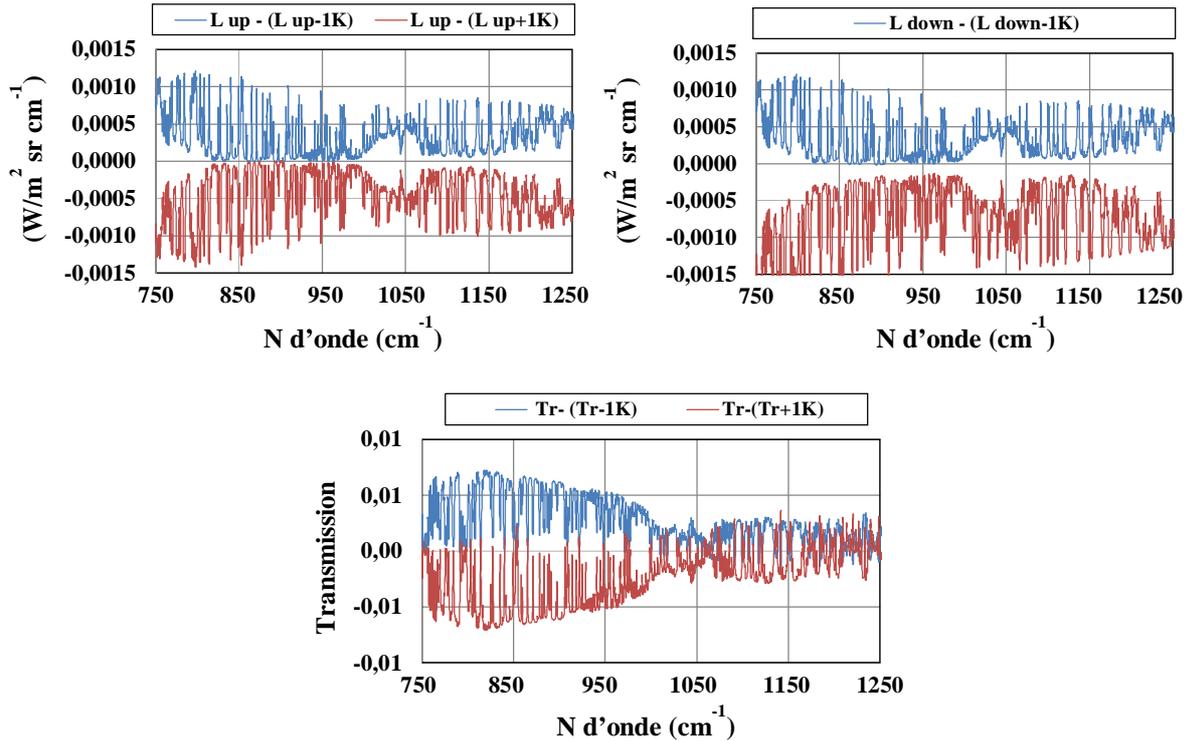


Figure 2.16 Différence entre les paramètres atmosphériques vrais et les paramètres atmosphériques calculés avec une erreur de 1 K pour le profil atmosphérique TIGR 1. Haut gauche L_{up} ; haut droit L_{down} ; bas transmission.

La répercussion de l'introduction d'une petite erreur est visuellement très faible sur l'estimation des termes atmosphériques, mais on verra qu'elle est importante quand il s'agira de séparer émissivité et température de surface dans le signal capteur.

En utilisant les 5 profils définis ci-dessus, on applique la méthode SpSm pour 5 différentes températures de surface (260, 280, 300, 320 et 340 K) sur 9 intervalles spectraux de largeur 50 cm^{-1} (750-800 ; 800-850 ... 1150-1200) et pour les 15 erreurs introduites sur les profils (-1, 0 et +1K sur la température et -10%, -5%, 0%, +5%, +10% sur l'humidité).

On fixe comme condition de validation de la méthode que la température retrouvée (T_{SpSm}) diffère de celle introduite (LST) de moins de 2 K.

D'autres conditions auraient pu être utilisées pour tester la méthode en relation avec les paramètres retrouvés (émissivité et température) ou l'observation du minimum de la fonction de régularisation. Le choix de ne pas choisir l'émissivité comme condition vient du fait que la température est unique et n'a pas de nature spectrale. Il y a par contre 2400 différentes valeurs d'émissivité pour chaque passage SpSm sur l'intervalle étudié qui est compris entre 700 et 1300 cm^{-1} , plusieurs d'entre eux conditionnés par le bruit atmosphérique comment l'on peut voir sur la figure 2.17. La validation de la méthode, à partir des signatures spectrales, pourrait conduire à des conclusions similaires à celle utilisée, mais nous avons opté pour l'utilisation de la température comme référence pour des raisons de simplicité et de clarté.

Le tableau 2.1 suivant résume les tests réalisés. Les valeurs représentent le nombre de tests positifs par expérience c'est-à-dire le nombre de fois où la température retrouvée présente un écart inférieur à 2 K avec la température vraie. Le nombre maximum dans cette expérience qui peut être atteint est 15 et le minimum est 1 (qui ne correspond à aucune erreur).

LST (K)	Intervalle (cm ⁻¹)	H ₂₀₀₀ =0,14 (g/cm ²)	H ₁₀₀₀ =1 (g/cm ²)	H ₂₆₆ =2 (g/cm ²)	H ₁ =3,9 (g/cm ²)	H ₃₇₄ =6,27 (g/cm ²)
260 K	750-800	15	9	10	1	1
	800-850	15	9	11	6	1
	850-900	15	8	12	4	1
	900-950	15	10	12	6	2
	950-1000	15	13	12	7	4
	1000-1050	5	8	8	8	3
	1050-1100	5	6	6	5	2
	1100-1150	7	7	5	5	1
280 K	1150-1200	5	7	3	3	1
	750-800	15	9	5	8	1
	800-850	14	9	6	8	1
	850-900	9	8	5	9	1
	900-950	15	11	9	8	5
	950-1000	15	13	14	10	7
	1000-1050	5	8	6	5	6
	1050-1100	5	6	5	7	6
300 K	1100-1150	11	7	5	7	5
	1150-1200	5	6	6	1	5
	750-800	15	3	1	1	1
	800-850	6	3	5	3	1
	850-900	3	3	3	3	1
	900-950	10	6	10	3	1
	950-1000	15	10	14	7	3
	1000-1050	5	6	6	3	1
320 K	1050-1100	5	6	3	2	1
	1100-1150	4	3	2	2	1
	1150-1200	3	2	2	1	1
	750-800	9	3	2	1	1
	800-850	3	1	3	1	1
	850-900	3	1	3	1	1
	900-950	7	3	5	3	1
	950-1000	5	3	9	3	1
340 K	1000-1050	5	3	7	3	3
	1050-1100	5	3	3	1	2
	1100-1150	2	1	2	1	1
	1150-1200	1	1	2	1	1
	750-800	5	2	2	1	1
	800-850	2	3	1	3	1
	850-900	1	3	1	2	1
	900-950	4	3	3	1	1

Tableau 2.1 Résultats du test de sensibilité

L'analyse du tableau montre que les meilleurs résultats sont obtenus pour les atmosphères les moins humides. Cette observation était prévisible étant donné que lorsque le contenu en vapeur d'eau est plus faible, la contribution de l'atmosphère à la radiance totale est aussi diminuée. De plus, l'ensemble de l'atmosphère est plus transparent à la radiation pour des atmosphères moins humides, facilitant les estimations des termes environnementaux comment l'on peut observer sur la figure 2.17 suivante. Aussi on constate une nette influence de la température de surface. Pour surfaces chaudes (plus de 320 K), SpSm fourni de moins bons résultats que pour les températures plus froides (280K). Cela provient du fait que comme le signal est plus important dans le cas des températures plus chaudes, les répercussions des erreurs le sont également.

Une autre conclusion que l'on peut extraire de ce tableau est l'intervalle optimum d'application. L'intervalle où l'on obtient de meilleurs résultats est l'intervalle entre 950 et 1000 cm^{-1} , indépendamment de la température de surface ou de l'humidité du profil. Cette conclusion sera confirmée par la suite en étudiant la fonction de régularité.

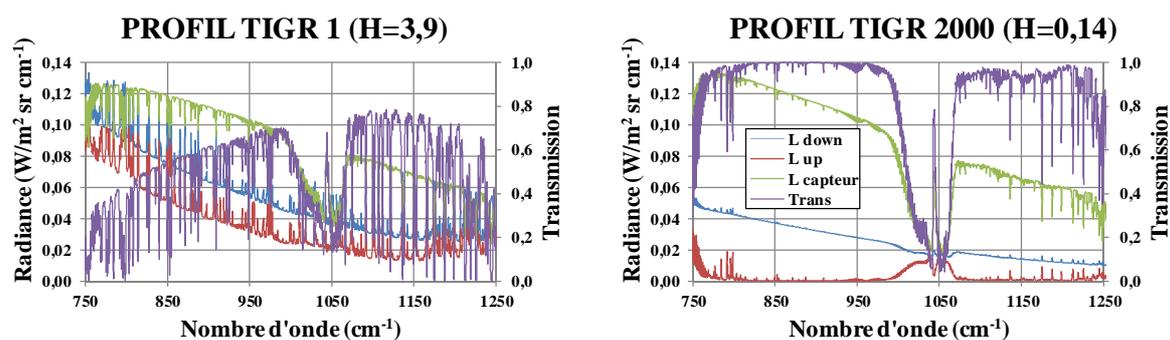


Figure 2.17 Radiances atmosphériques pour des profils atmosphériques humide (gauche) et sec (droite).

La figure 2.17 représente la simulation 4A-OP de la radiance capteur (LST=300K) et des termes atmosphériques pour deux profils TIGR bien différents, un sec (profil 2000) et un humide (profil 1). La transmission atmosphérique est proche de l'unité pour le profil sec TIGR 2000. Par contre, quand le contenu en vapeur d'eau est plus important (à gauche), non seulement la transmission est nettement inférieure à l'unité, mais est aussi beaucoup plus bruitée et ses raies spectrales sont transmises à toutes les contributions, rendant plus difficile l'utilisation de la technique de séparation.

2.3.1.2 Sensibilité de la méthode au bruit instrumental

Nous avons introduit un bruit instrumental sur les valeurs de radiance. L'erreur sur les radiances IASI comme décrit par Cayla 2001a, n'est jamais supérieure à l'équivalent de 0.4 K en température de brillance. Nous avons donc construit des radiances, basées sur une signature spectrale de sable et à une température de 300 K, en ajoutant ou retranchant l'équivalent de 0,4 K à la radiance de base ce qui

maximise les erreurs. Nous avons fait l'étude pour trois profils TIGR: 1000 ($h = 1 \text{ g/cm}^2$) ; 266 ($h = 2 \text{ g/cm}^2$) ; 1 ($h = 3,9 \text{ g/cm}^2$).

Les images (2.18, 2.19 et 2.20) suivantes montrent une reconstruction du spectre d'émissivité retrouvée par la méthode SpSm après une surestimation de la température de brillance (à gauche) de 0.4 K et une sous-estimation (au milieu), pour les profils TIGR 1000, 266 et 1. Nous montrons aussi la température de surface retrouvée. Il y a également une représentation de la contribution de l'erreur introduite sur la radiance (à droite).

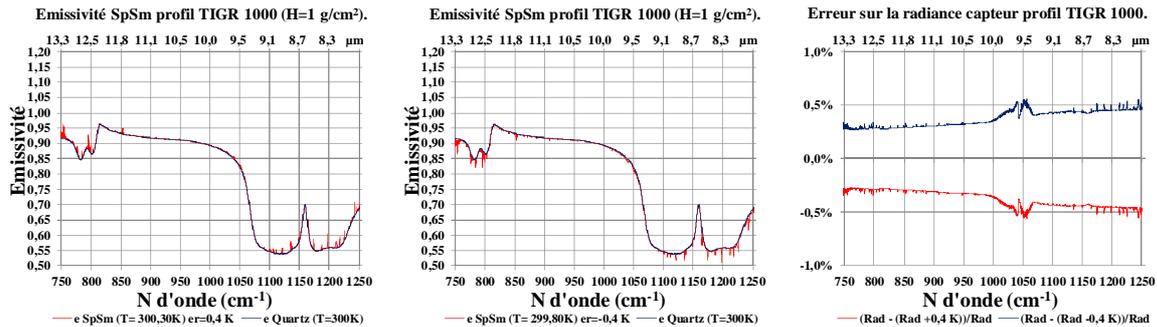


Figure 2.18 Spectre d'émissivité avec erreur sur la radiance de 0,4 K (à gauche) et avec erreur sur la radiance de - 0,4 K (milieu) pour le profil TIGR 1000. A droite contribution de l'erreur introduite sur la radiance en %.

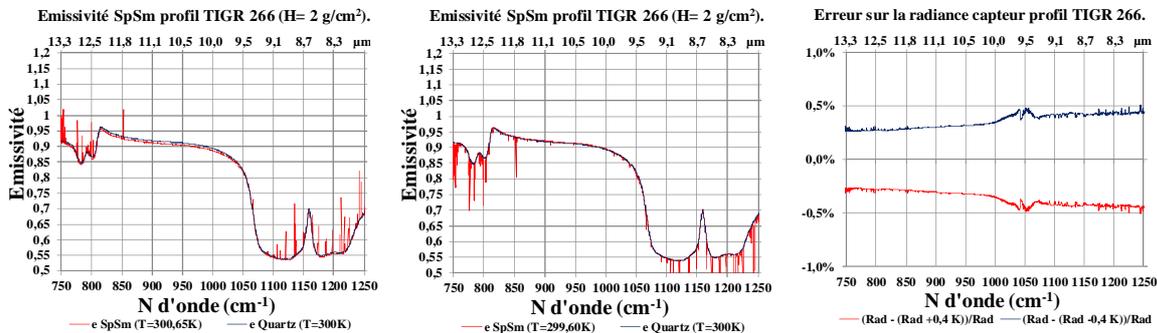


Figure 2.19 idem figure 2.18 mais pour TIGR 266

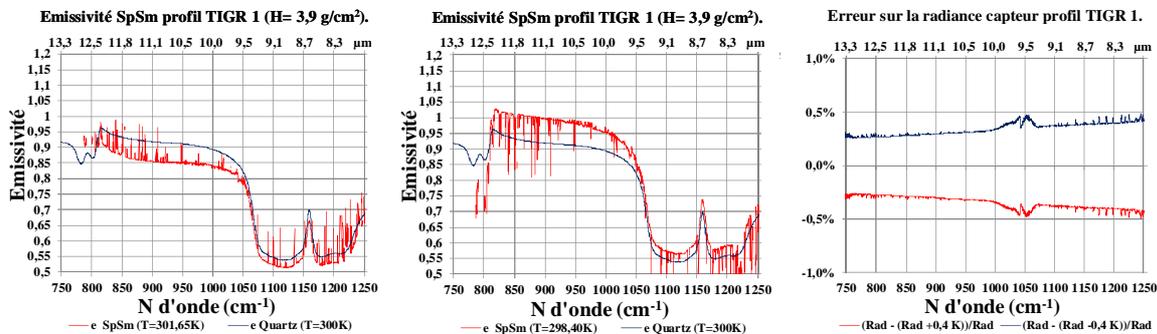


Figure 2.20 idem figure 2.18 mais pour TIGR 1.

Ce test sur les performances de la méthode SpSm en fonction du bruit instrumental montre ici également que les résultats sont d'autant meilleurs que l'atmosphère est sèche. Pour les profils 1000 et 266, la différence entre la température de référence et la température retrouvée est respectivement 0,2 et 0,65 K ce qui ne détériore pas trop le spectre. En revanche, pour le profil 1, la différence est de 1,65 K ce qui influence de façon conséquente la restitution de la signature spectrale. Il faut cependant rester prudent sur des conclusions trop défaitistes, car l'erreur que nous avons introduite ici est certainement surévaluée.

2.3.2 Détermination de la bande spectrale optimale

L'étude ici est centrée sur la détermination de la bande spectrale optimale pour l'application de la méthode de séparation. On a déjà vu que la mauvaise connaissance des caractéristiques du profil atmosphérique fournit des valeurs d'émissivité et de température différentes des paramètres initiaux. Mais on a constaté également que l'on peut obtenir de meilleurs résultats en fonction de l'intervalle spectral d'application.

Les performances de la méthode sont à nouveau testées, mais cette fois, l'étude de sensibilité est centrée sur la stabilité de la méthode aux conditions spectrales d'application du calcul et non sur les réponses à l'introduction d'erreurs sur les paramètres atmosphériques.

Un profil atmosphérique humide a été choisi pour faire l'étude (TIGR 266 ; H=2) et seulement 2 erreurs en température ($\pm 1K$) pour 3 différentes températures de surface ($T=240, 300$ et 360 K). L'intervalle spectral ($750-1250\text{ cm}^{-1}$) a été découpé en 10 intervalles de 50 cm^{-1} de façon analogue au premier test réalisé. Après chacun des 60 calculs SpSm, la température retrouvée et le minimum de la fonction de régulation ont été relevés et l'ensemble des résultats est présenté dans les trois tableaux suivants (2.2 ; 2.3 et 2.4).

Intervalle d'application (cm^{-1})	T SpSm erreur +1K	Minimum fonction régularisation	T SpSm erreur -1K	Minimum fonction régularisation
(750-800)	239.3	0.9119	240.8	1.405
(800-850)	239.3	0.4121	240.7	0.09111
(850-900)	239.1	0.1575	240.9	0.01776
(900-950)	239.1	0.007629	241.0	0.02506
(950-1000)	239.1	0.004992	240.9	0.01422
(1000-1050)	238.9	0.9133	241.4	1.436
(1050-1100)	238.5	0.2997	241.8	0.1984
(1100-1150)	238.4	0.9891	242.7	0.5459
(1150-1200)	238.6	5.054	242.1	5.799
(1200-1250)	238.6	64.47	241.4	62.28

Tableau 2.2 Test de sensibilité à l'intervalle spectral. LST=240K. Profil TIGR 266 (H=1,98 g/cm^2).

Intervalle d'application (cm ⁻¹)	T SpSm erreur +1K	Minimum fonction régularisation	T SpSm erreur -1K	Minimum fonction régularisation
(750-800)	293.04	53.633	309.99	38.160
(800-850)	295.73	0.061233	304.27	0.012641
(850-900)	294.63	0.12838	305.06	0.019954
(900-950)	297.97	0.00040394	302.14	0.00024306
(950-1000)	298.77	1.7212E-05	301.29	1.3376E-05
(1000-1050)	297.04	0.0036854	303.47	0.0021119
(1050-1100)	295.38	0.0069070	305.23	0.0026181
(1100-1150)	291.78	4.5128	x	0.14033
(1150-1200)	285.11	61.782	x	9.0880
(1200-1250)	287.52	1067.4	x	123.15

Tableau 2.3 Test de sensibilité à l'intervalle spectral. LST=300K. Profil TIGR 266 (H=1,98 g/cm²).

Intervalle d'application (cm ⁻¹)	T SpSm erreur +1K	Minimum fonction régularisation	T SpSm erreur -1K	Minimum fonction régularisation
(750-800)	X	0.22994	X	0.1440790
(800-850)	357.25	0.00059810	362.98	0.00044049
(850-900)	357.18	0.0010816866	363.08	0.00072000
(900-950)	358.79	6.7628 E-05	361.23	5.8728 E-05
(950-1000)	360.29	1.3636 E-05	359.64	1.3563 E-05
(1000-1050)	357.88	0.00043432	362.73	0.00036802
(1050-1100)	355.59	0.00048191	365.02	0.00034338
(1100-1150)	352.25	0.026959	X	0.010952
(1150-1200)	X	0.71189	X	0.55668
(200-1250)	X	8.6317	X	6.8691

Tableau 2.4 Test de sensibilité à l'intervalle spectral. LST=360K. Profil TIGR 266 (H=1,98 g/cm²).

Comme conclusion pour ce test, on peut remarquer que pour les 3 températures de surfaces étudiées, l'intervalle (950-1000 cm⁻¹) présente les résultats les plus satisfaisants en termes de température retrouvée ainsi que pour la fonction de régulation qui y a son minimum le plus marqué.

La bande 950-1000 cm⁻¹ est par conséquent la bande optimale pour appliquer la méthode SpSm. Cependant, pour s'en assurer, nous allons étudier la réponse du système dans des bandes adjacentes. Le tableau 2.5, montre une comparaison des performances SpSm en utilisant 3 intervalles d'application (940-990, 950-1000 et 960-1010 cm⁻¹). Le test réalisé est analogue à celui du tableau 2.1: 5 erreurs en humidité, 3 en température, 5 profils atmosphériques et 5 températures de surface.

	Température de surface	Intervalle 940-990 (cm ⁻¹)	Intervalle 950-1000 (cm ⁻¹)	Intervalle 960-1010 (cm ⁻¹)
Profil très sec H=0.14	260 K	15	15	15
	280 K	15	15	15
	300 K	15	15	15
	320 K	5	5	5
	340 K	5	5	5
Profil sec H=1	260 K	11	13	13
	280 K	12	13	15
	300 K	8	10	9
	320 K	3	3	3
	340 K	3	3	3
Profil humide H=2	260 K	12	12	11
	280 K	13	14	13
	300 K	11	14	14
	320 K	8	9	9
	340 K	3	3	3
Profil humide H=3.9	260 K	7	7	7
	280 K	8	10	8
	300 K	6	7	7
	320 K	3	3	3
	340 K	1	1	1
Profil très humide H=6.7	260 K	3	4	3
	280 K	7	7	7
	300 K	2	3	3
	320 K	1	1	1
	340 K	3	2	2
	Total	180	194	190

Tableau 2.5 Test de sensibilité. Intervalle spectral optimal.

Ce tableau confirme le choix de l'intervalle 950-1000 cm⁻¹ avec 194 expériences réussies (contre 180 pour l'intervalle 940-990 cm⁻¹ et 190 pour l'intervalle 960-1010 cm⁻¹)

Par la suite tous les calculs SpSm seront faits en utilisant cette bande spectrale.

2.3.3 Dégradation spectrale des données

Avant de passer à l'application sur des données IASI, une étude est réalisée sur la dégradation spectrale des données. La figure suivante montre une comparaison d'émissivités et températures retrouvées en dégradant spectralement les paramètres atmosphériques de 0,25 à 20 cm⁻¹.

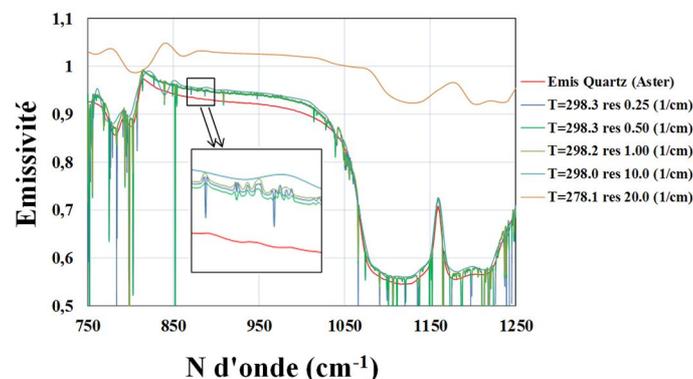


Figure 2.21 Application SpSm avec différentes résolutions des données sur le profil TIGR 266 (H=1.98 g/cm²), LST=300K, introduction d'une erreur d'un degré en température.

La dégradation spectrale des données n'a pas de répercussion sur la température retrouvée par la méthode ni sur l'émissivité tant que la résolution est inférieure à 10 cm^{-1} . Borel 1998, montre que la méthode SpSm est efficace quand on travaille avec des données hyperspectrales avec des résolutions en-dessous de 20 cm^{-1} . Au-dessus de 20 cm^{-1} l'hypothèse d'une différence de régularité entre le spectre d'émissivité et les spectres atmosphérique n'est plus valable.

3 Application de la méthode SpSm. Extraction de l'émissivité et de la température de surface à partir des données de radiance IASI

Ce troisième chapitre est dédié à l'application de la méthode de séparation SpSm (Borel 1998) sur des données réelles. Cette méthode sera utilisée pour extraire les émissivités et les températures de surface de la Terre à partir de données de l'Interféromètre Atmosphérique de Sondage Infrarouge (IASI). On présente tout d'abord dans ce chapitre la région spatiale et l'intervalle temporel sur lesquels les données IASI seront analysées. La zone géographique définie sera également utilisée pour extraire les images des capteurs MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) et SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) qui seront utilisés pour valider les résultats dans le chapitre 4. Ensuite les données IASI utilisées seront présentées et pour finir, on montrera les résultats de l'application SpSm sur 11 points de contrôle représentatifs de la zone d'étude.

3.1 Caractéristiques de la région spatiale et période temporelle pour l'inversion

Pour déterminer les émissivités et températures à partir des données du capteur IASI, une région spatiale a été choisie comprenant le sud-est d'Europe et le nord d'Afrique. Nous avons privilégié cette zone parce qu'elle est riche en signatures d'émissivité spectrale très variées et qu'elle présente de vastes zones homogènes en termes d'émissivité (par rapport à la taille du pixel IASI).

La disponibilité des données de radiance et de produits finaux d'autres capteurs, comme MODIS et SEVIRI qui seront utilisés pour valider les résultats, a été aussi considérée pour ce choix. La figure 3.1 montre, sur un fond d'une carte « Google Earth », la région d'étude.

Nous avons choisi l'année 2008 car c'est la première année pour laquelle une couverture complète de données de radiance IASI (niveau L1C) existe. Celles-ci sont disponibles par téléchargement depuis le 4 juin 2007 (Phulpin et al 2007). Nous disposons également des descriptions ECMWF des profils atmosphériques pour corriger des effets de l'atmosphère (voir figure 2.6).



Figure 3.1 Région spatiale d'étude.

3.2 Capteur IASI. Description et extraction des données IASI niveau L1C (radiances) et L2 (profil atmosphérique)

Le système IASI comprend trois satellites formant chacun un des trois satellites de la famille METOP (Meteorological Operational) qui sont METOP-A, METOP-B et METOP-C (Clerbaux C, et al 2009). IASI est conçu pour observer et enregistrer le spectre infrarouge émis par la Terre, les mesures permettant d'obtenir les profils verticaux de température, de vapeur d'eau et de concentration d'ozone, la couverture nuageuse, la température et la pression au sommet des nuages et la température de la surface (sol/mer). La figure suivante 3.2, montre un schéma des étapes prévues pour le projet IASI.

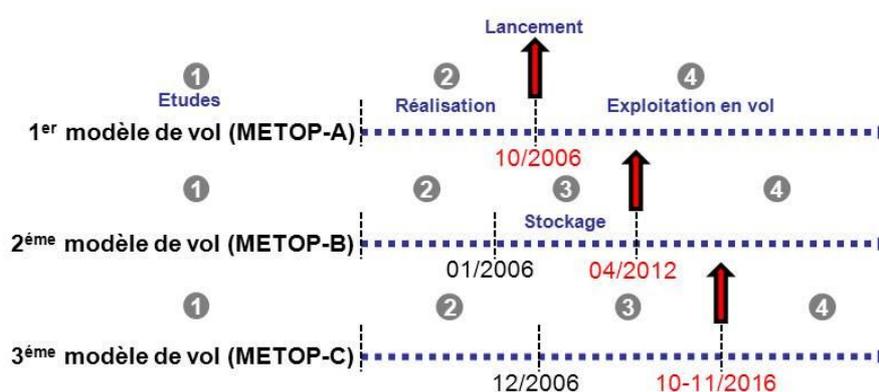


Figure 3.2 Étapes du projet IASI.

La phase d'exploitation en vol inclura trois sous-phases distinctes après le lancement. La première est la validation en orbite qui doit durer six mois. La phase suivante est la phase d'évaluation pré-opérationnelle. Cette seconde phase est d'environ 12 mois et elle sera suivie par la phase opérationnelle pendant tout le reste de la vie du satellite (Prunet et al 1998).

Le premier modèle des satellites METOP, qui contient le premier instrument IASI, dédiés à la météorologie opérationnelle, ainsi qu'à l'observation du climat (METOP-A) fut lancé le 19 octobre 2006 depuis la base russe de Baïkonour. L'assemblage de MetOp-B est terminé, et son lancement est prévu pour 2012 de Baïkonour. Celui de MetOp-C qui embarquera le troisième des capteurs IASI est prévu pour la fin 2016, de Guyane.

METOP représente la contribution européenne à une coopération avec la NOAA américaine (National Oceanic and Atmospheric Administration) pour les satellites météorologiques sur orbite polaire. Jusqu'à maintenant, seuls les satellites de la NOAA assuraient cette mission.

Le satellite MetOp-A, comme ceux qui le suivront, évolue sur une orbite quasi polaire héliosynchrone à basse altitude (de l'ordre de 820 km), inclinée de $98,7^\circ$ par rapport au plan équatorial. Sa période de révolution est de 101 minutes et il survole l'équateur au moins 14 fois par jour.

Les satellites MetOp devraient fournir des données d'observation jusqu'en 2020. Ils embarquent onze instruments de mesure dont le capteur IASI, élaboré par le CNES et réalisé par Alcatel Spaceau Centre spatial de Cannes Mandelieu, est l'élément clé.

La figure suivante 3.3 montre schématiquement les différents instruments à bord du satellite METOP-A.

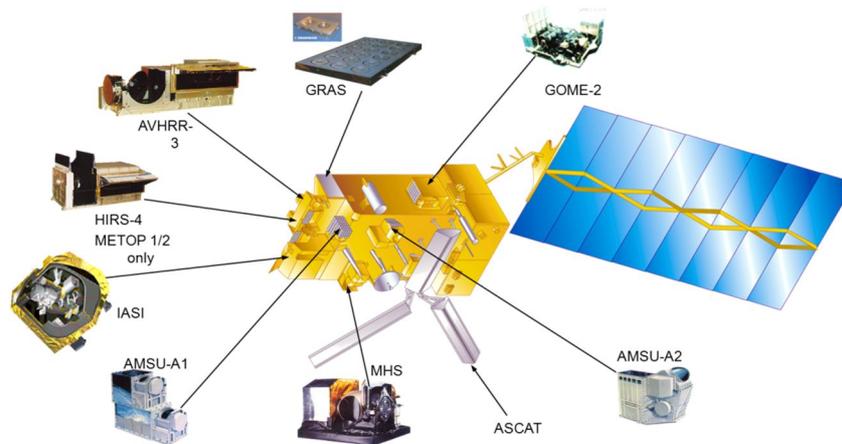


Figure 3.3 Instruments à bord du satellite METOP-A.

Brève description des instruments embarqués à bord du satellite MetOp :

- **IASI** : instrument atmosphérique de sondage dans l'infrarouge, destiné à établir des profils de température (précision de 1 K) et d'humidité (précision de 10%) de l'atmosphère. Couvre le domaine spectral de 3.62 à $15.5\mu\text{m}$ avec plus de 8000 canaux.

Cet instrument est de conception totalement nouvelle et est l'unique dispositif de ce type qui survole la Terre. Tous les autres instruments à bord du satellite, ont été déjà utilisés sur d'autres missions antérieures (américaines pour les satellites NOAA ou européennes pour les satellites ERS1 et ERS2).

- **AVHRR/3** : radiomètre à 6 canaux, opérant dans le visible et l'infrarouge ; permet de déterminer la température de surface des océans, l'indice de végétation des sols et mesures globales de la couverture nuageuse.
- **GOME/2**: spectromètre qui travaille dans l'ultraviolet et le visible (240-790 nm) avec une résolution spectrale de 0.2 à 0.4 nm, et est utilisé pour l'étude de la teneur en ozone et en dioxyde d'azote de l'atmosphère.
- **AMSU A1 e tA2**: radiomètres imageurs opérant dans le domaine des microondes. Ils ont 15 canaux entre 23 et 90 GHz. Leurs mesures, combinées à celles de l'instrument HIRS permettent de calculer la température atmosphérique globale et d'accéder à des profils d'humidité du sol à la partie supérieure de l'atmosphère.
- **ASCAT** : diffusiomètre radar (5.2555 GHz) déterminant la direction et la vitesse des vents à partir des mesures de rugosité de la surface des océans ; contribue également à la connaissance de l'état de surface de la glace de mer.
- **MHS**: radiomètre microondes à 5 canaux qui opère entre 89 et 190 GHz, ses mesures sont utilisées pour la détermination de l'humidité atmosphérique à différentes altitudes.
- **GRAS**: récepteur GPS pour la réalisation de profils atmosphériques complémentaires dans les domaines de la température et de l'humidité.
- **HIRS/4** : radiomètre sondeur à 20 canaux, 19 dans l'infrarouge (3.8-15 μm) et 1 canal dans le visible; permet de déterminer la hauteur des nuages, de mesurer la température de surface de la mer, la concentration d' O_3 et l'albédo.
- **SEM-2** : spectromètre destiné à déterminer le flux de particules en provenance du Soleil.
- **A-DCS** : système relais de collecte de données Argos.
- **SARP - 3** : récepteur de signaux de détresse émis par les bateaux ou les avions, fonctionnant en liaison avec le système **SARR-3**.

L'instrument IASI enregistre 30 pixels par balayage transversal à la trajectoire, 15 à droite et 15 à gauche de la trace du satellite, comme l'on peut voir sur la figure 3.4, pour une largeur de fauchée totale d'environ 2200 km. La distance entre deux vues est d'environ 50 km au nadir, et pour chaque vue, l'information est recueillie dans une matrice de 2 par 2 sous-pixels circulaires, avec une résolution spatiale d'environ 12 km au nadir. La durée du balayage est de 8 secondes. Les données IASI, seront présentées par 120 numéros de pixel, qui correspondent aux sous pixels circulaires de chaque balayage du capteur.

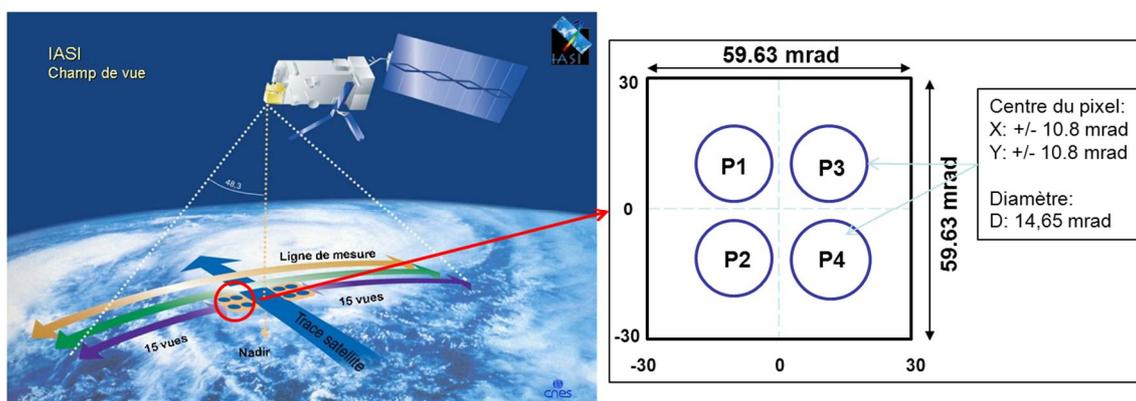


Figure 3.4 Champ de vue IASI.

La figure 3.5 suivante, est un exemple d'acquisition du capteur IASI. Trois balayages sont représentés (points rouges, bleus et noirs). Chaque point correspond au centre du pixel IASI. Les données correspondent au passage du 20 janvier 2008, le pixel 1 rouge fut enregistré à 8:51:08 UTC et le 120 à 8:51:14. Ensuite il y a le deuxième balayage de 8:51:16 à 8:51:22. Les pixels représentés en noir correspondent à l'intervalle compris entre 8:51:24 et 8:51:30.

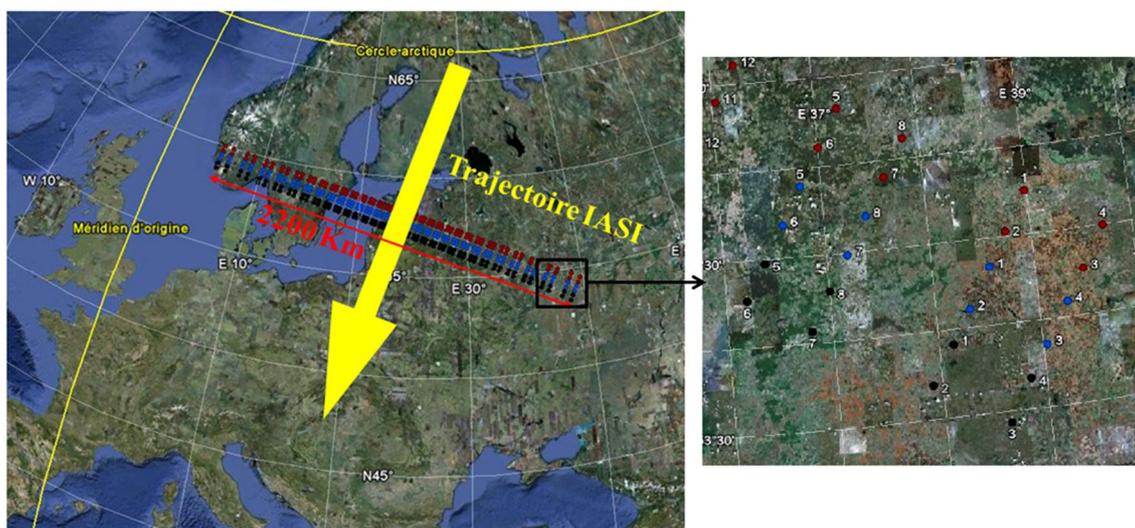


Figure 3.5 Trajectoire et balayage IASI. Image Google Earth.

IASI est un interféromètre Michelson (Griffiths P.R, et Haseth J.A, 1986) travaillant dans la gamme spectrale s'étendant de 3,6 à 15,5 μm (2760 cm^{-1} à 645 cm^{-1}). La table suivante ci-dessous montre les régions principales de cet intervalle spectral ainsi que les principales applications.

Intervalles spectraux IASI et applications principales			
Intervalle (cm⁻¹)	Application principale	Intervalle (cm⁻¹)	Application principale
650 - 770	Sondage de température (bande CO ₂)	2100 - 2150	Repartions verticales du CO
770 - 980	Propriétés des nuages et de la surface	2150 - 2250	Repartions verticales du CO
1000 - 1070	Sondage ozone (bande O ₃)	2350 - 2420	Sondage de température
1080 - 1150	Propriété des nuages et de la surface	2420 - 2700	Propriétés des nuages et de la surface
1210 - 1650	Sondage de la vapeur d'eau, CH ₄ , N ₂ O et SO ₂ (colonne)	2700 - 2760	Repartions verticales du CH ₄

Tableau 3.1 Applications principales par bande spectrale des données IASI.

L'instrument IASI est, par ces caractéristiques innovantes, l'élément clé de la charge utile du satellite METOP (Phulpin et al 2007). Il observe et mesure typiquement deux fois par jour le spectre du rayonnement infrarouge émis par un point sur Terre, avec une trace au sol de 2200 kilomètres de large. Ces mesures sont compatibles en termes d'échantillonnage, de résolution, de précision et de performances globales avec les objectifs de la mission (Chalon et al 2001):

- Profils atmosphériques de température avec une précision de 1 K, une résolution verticale de 1 km dans la basse troposphère et un échantillonnage horizontal de 25 km;
- Profils de vapeur d'eau dans la troposphère avec une précision de 10% sur l'humidité relative, une résolution verticale de 1 km dans la basse troposphère et un échantillonnage horizontal de 25 km;
- Répartition globale d'ozone avec une précision de 5% et un échantillonnage horizontal typique de 25 km, éventuellement aussi la distribution verticale de l'ozone avec une précision de 10% et une résolution verticale fournissant deux ou trois éléments d'information indépendants;
- Couvert nuageux et température/pression au sommet des nuages;
- Température de la surface, tant des océans que des terres émergées;

Dès la phase d'évaluation pré-opérationnelle, le système IASI devait permettre une couverture permanente quotidienne d'au moins 95 % de la terre sans trou systématique significatif de cette couverture.

Au-dessus de l'Océan Atlantique, l'Europe et la Mer Méditerranée, l'objectif est d'atteindre une couverture de 99 % par jour.

Les données hyperspectrales mesurées par IASI sont regroupées en huit niveaux, chacun d'entre eux subit un traitement différent.

- Niveau L0 : ces produits sont composés de données brutes directement enregistrées par l'interféromètre avec l'inclusion des spectres pré-calibrés, des images non calibrées correspondantes, des images de calibration, les données de vérification et les données auxiliaires nécessaires pour les traitements ultérieurs.
- Niveau L1a : correspond à la calibration spectrale et radiométrique des spectres avant apodisation, plus la géolocalisation des pixels IASI grâce au radiomètre multispectral AVHRR abord du même satellite METOP.
- Niveau L1b : ces produits contiennent les données L1a ré-échantillonnées.
- Niveau L1c : comprend les produits radiance IASI qui sont les données L1b après apodisation. (ce sont les radiances qui seront utilisés dans ce travail)

L'apodisation est une sorte de filtrage que consiste à multiplier le signal temporel par une fonction du temps.

- Niveau L2a: Ces données proviennent de manipulations à partir des données de niveau 1, comme par exemple profils de température, humidité, information sur les nuages, etc. Elles sont calculées dans le Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) suivant la méthode développée par F. Aires et al 2002. Ces profils atmosphériques seront aussi utilisés pour estimer l'influence de l'atmosphère et comparer les résultats de cette correction atmosphérique avec celle estimée en utilisant les profils ECMWF.
- Niveau L2b : les informations comprises dans ces produits sont similaires à celles fournies par les produits L2a, mais avec une meilleure précision et résolution, les produits géophysiques ne sont pas uniquement déduits du traitement de données IASI mais également des autres instruments météorologiques de METOP.
- Niveau L3 et L4: ces produits contiendront les informations sur les profils atmosphériques en utilisant aussi des informations obtenues d'autres sources que le satellite METOP pour les produits L3 et les résultats de l'assimilation dans des modèles météorologiques ou de transport chimique pour les L4.

Des huit produits IASI, seuls pour l'instant sont accessibles les niveaux L1c et L2.

Afin de les stocker et les transmettre d'une façon efficace, elles sont présentées dans le format BUFR⁷ (Binary Universal Form for the Representation of meteorological data) et organisées par jour de mesure. Ce format est d'utilisation simple et représenté par des tables qui peuvent représenter un large éventail de données d'une façon auto descriptive et avec une puissante capacité de compression.

Les données « IASI L1c » sont disponibles dans Ether depuis le 4 juin 2007. Pour chaque jour, il y a 24 fichiers TAR (1 fichier par heure) contenant en moyenne 20 fichiers BUFR correspondant chacun à 3 minutes d'acquisition IASI. Ces 480 fichiers BUFR occupent chacun plus de 30 Mo (Méga octet) et contiennent environ 2800 fichiers ascii qui sont les fichiers contenant les spectres de radiance des différents canaux IASI entre 645 et 2819.75 cm^{-1} avec une résolution de 0.25 cm^{-1} (8700 valeurs spectrales). Chaque fichier BUFR a un nom bien particulier suivant son contenu : date et heure UTC d'acquisition, latitudes et longitudes maximales et minimales des centres des pixels IASI, nom de l'orbite METOP au moment de l'acquisition. Chaque fichier contient les informations correspondant à environ 3 minutes de mesures, donc l'heure qui apparait sur le fichier peut typiquement différer de l'heure d'acquisition de quelques minutes.

On peut voir un exemple de fichiers BUFR obtenu du Centre de Produits et de Services de Chimie de l'Atmosphère, plus connu comme Ether⁸.

IASI_20070730000146_124_305_130_327_0004024_L1C.bufr

Données du 30 juillet 2007 00:01:46

Latitude minimum : 124 - 90 = 34°

Longitude minimum : 305 - 180 = 125°

Latitude maximum : 130 - 90 = 40°

Longitude maximum : 327 - 180 = 147°

Número de la orbite METOP :4024

Le format pour les longitudes et latitudes a pour objectif de décrire de façon unique la position en 3 chiffres sans avoir à utiliser de signes, les latitudes sont comprises entre 0° pour le Pôle Sud et 180° pour le Nord, pour les longitudes, elles sont comprises entre 0° et 360°, limites qui correspondent toutes les deux au méridien de Greenwich avec le sens positif OUEST-EST.

Chacun de ces fichiers BUFR contient environ 2800 fichiers ascii qui eux aussi ont une nomenclature particulière, contenant la date et heure exacte d'acquisition, le numéro du pixel IASI, la latitude et longitude du point central du pixel avec deux chiffres significatives de plus (5 caractères) que le nom des fichiers BUFR comme le montre l'exemple suivant. Tous ces fichiers ont une taille fixe de 104 Ko.

IASI_20070730000147_001_12843_31027_L1C.asc

Données du 30 juillet 2007 00:01:47

Numéro de pixel IASI : 001

⁷ (Binary Universal Form for the Representation of meteorological data)

ftp://www.wmo.int/Documents/MediaPublic/Publications/CodesManual_WMO_no_306/WMO306_Vol_I.2_2010_fr.pdf

⁸ <http://ether.ipsl.jussieu.fr>

Latitude centre : $128.43 - 90 = 38.43^\circ$

Longitude centre : $310.27 - 180 = 130.27^\circ$

La figure 3.6 suivante, montre le contenu d'un fichier ascii « 20080120.085108_001_14475_21898.asc », qui se trouve stocké dans le BUFR « IASI_20080120085107_135_185_149_218_0006502_L1C.bufr »

```

=====
IASI file converted on Mon Nov 29 18:08:43 2010
=====
Date       : 20080120.085107952
Orbit Number : 00006502
Quality Flag : good
Latitude(?)  : +54.75627
Longitude(?) : +38.98966
Sat ZA(?)   : 56.63
Sat AZ(?)   : 300.39
Sun ZA(?)   : 75.56
Sun AZ(?)   : 169.40
Altitude(km) : 856.9
Cloud Free(%) : +0 +0 +26 +0 +74 +0 +0
AVHRR Pixel : 1
  Mean      : 0.0000e+00 0.0000e+00 8.6729e+00 0.0000e+00 9.5062e+00 0.0000e+00 0.0000e+00
  Std       : 0.0000e+00 0.0000e+00 2.2619e-01 0.0000e+00 4.0844e-01 0.0000e+00 0.0000e+00
AVHRR Pixel : 2
  Mean      : 0.0000e+00 0.0000e+00 1.6258e+01 0.0000e+00 1.7966e+01 0.0000e+00 0.0000e+00
  Std       : 0.0000e+00 0.0000e+00 4.5393e-01 0.0000e+00 8.1877e-01 0.0000e+00 0.0000e+00
AVHRR Pixel : 3
  Mean      : 0.0000e+00 0.0000e+00 6.4397e-01 0.0000e+00 7.2086e-01 0.0000e+00 0.0000e+00
  Std       : 0.0000e+00 0.0000e+00 2.4815e-02 0.0000e+00 3.3426e-02 0.0000e+00 0.0000e+00
AVHRR Pixel : 4
  Mean      : 0.0000e+00 0.0000e+00 0.0000e+00 0.0000e+00 0.0000e+00 0.0000e+00 0.0000e+00
  Std       : 0.0000e+00 0.0000e+00 0.0000e+00 0.0000e+00 0.0000e+00 0.0000e+00 0.0000e+00
AVHRR Pixel : 5
  Mean      : 0.0000e+00 0.0000e+00 2.5697e-04 0.0000e+00 2.4928e-04 0.0000e+00 0.0000e+00
  Std       : 0.0000e+00 0.0000e+00 1.0536e-05 0.0000e+00 9.9735e-06 0.0000e+00 0.0000e+00
AVHRR Pixel : 6
  Mean      : 0.0000e+00 0.0000e+00 3.2002e-04 0.0000e+00 3.1259e-04 0.0000e+00 0.0000e+00
  Std       : 0.0000e+00 0.0000e+00 1.2862e-05 0.0000e+00 1.2050e-05 0.0000e+00 0.0000e+00
nu start(cm-1) : 645.00
nu end(cm-1)   : 2819.75
nbp           : 8700
=====
+3.5650e-04
+3.6620e-04
+3.7770e-04
+4.4110e-04
+4.4640e-04
...
...

```

Figure 3.6 Exemple de fichier de données IASI L1C.

Le titre surligné informe sur la date de décompression. Dans ce cas, le fichier ascii fut créé le 29 novembre 2010 à 18:08 heures. Ensuite, il y a les informations correspondant à l'orbite du satellite et au pixel représenté, comme la date et heure d'acquisition, le numéro d'orbite du satellite, la qualité des données, latitude et longitude du centre du pixel circulaire, angle zénithal (ZA) et azimutal (AZ) en degrés du satellite et du soleil au moment de l'acquisition, position verticale du satellite METOP. Les informations suivantes correspondent à l'analyse des radiances AVHRR sur les pixels IASI pour étudier la couverture nuageuse avec la méthode développée par Cayla 2001b, qui consiste en une caractérisation multi-spectrale des propriétés des pixels AVHRR. Le libellé « cloud free % » fait

référence à la population relative des 7 classes trouvées avec AVHRR dans la boîte de 50 x 50 km qui couvre un groupe de 4 pixels IASI (voir figure 3.4).

Pour chaque classe, les valeurs moyennes et la déviation standard qui donne des informations sur la densité du cluster sont données (Lavanant et al 2011).

A la fin de la partie descriptive des données se trouve l'information spectrale, à savoir les nombres d'onde initial (645 cm^{-1}) et final (2819.75 cm^{-1}) plus le nombre de points (8700) contenus dans le pixel.

Ensuite, sont listées les 8700 valeurs de radiance que l'on peut voir représentées sur la figure 3.7.

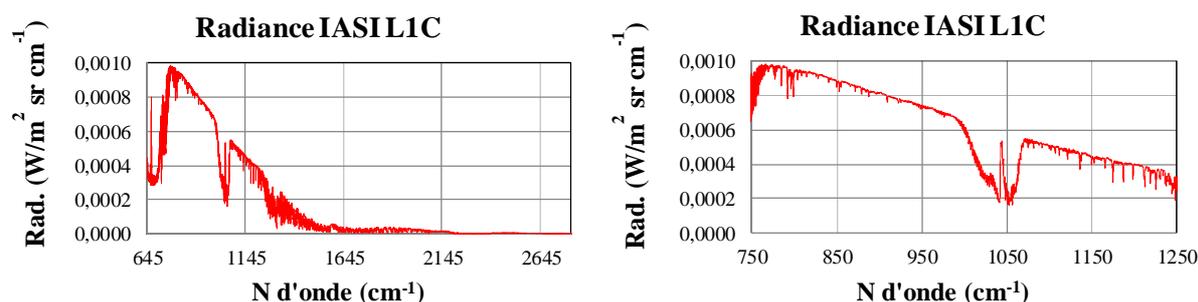


Figure 3.7 Exemple de données radiance IASI. A gauche l'intervalle spectral total de IASI et à droite la représentation comprise entre 750 et 1250 cm^{-1} .

Les données « IASI L2 », de profils atmosphérique sont disponibles depuis le 1^{er} octobre 2007 pour les paramètres température et humidité et à partir du 26 février 2008, pour la concentration en ozone et gaz trace. Pour chaque jour il y a un fichier compressé TAR qui contient 430 fichiers BUFR et chacun d'entre eux a un fichier ascii avec les profils atmosphériques d'humidité et température sur 90 niveaux de pression. Il faut remarquer que chaque fichier ascii contient 1320 différents profils, donc, pour faire coïncider les radiances L1C avec un profil atmosphérique L2, il faut rechercher le profil coïncidant en numéro de pixel, date et heure d'acquisition et latitude/longitude du centre. Il convient d'utiliser ces profils atmosphériques plutôt que ceux fournies par ECMWF pour faire la correction atmosphérique. En effet, la première raison est que l'heure d'acquisition doit correspondre exactement pour les radiances L1C et son correspondant L2. La deuxième raison est la résolution spatiale qui est la même pour les deux radiances car elles proviennent d'une même radiance brute. La troisième raison est la rapidité d'accès aux données qui sont gratuites et téléchargeables grâce à connexion à internet.

Cependant des problèmes sont à considérer quand on utilise les données L2. Premièrement, la précision des mesures est moindre quand on compare celle-ci aux données ECMWF qui sont des sorties de ré-analyse mais comportant en entrée des données acquises « in situ ». Dans le prochain chapitre de cette thèse, on montera une analyse de l'influence sur le calcul de l'effet de l'atmosphère avec des données « ECMWF » et « IASI L2 ». Un autre problème est que le calcul des profils atmosphériques L2 à partir des données IASI est uniquement disponible pour les pixels IASI impairs. Par exemple, si l'on veut estimer la contribution atmosphérique sur le pixel IASI 004, le profil L2

correspondant n'existe pas, et il va falloir trouver le plus proche spatialement et temporellement. Le troisième point à considérer est la qualité des données, car en théorie les profils sont définis sur 90 niveaux de pression, mais la pratique est bien différente et le maximum de nombre de niveaux dans les données IASI L2 pour décrire un profil est 89 et souvent 88, 87... car l'information correspondante aux premiers niveaux (à proximité de la surface), n'est pas disponible. Donc dans 70% des cas, la première information utilisable que l'on a sur le profil atmosphérique correspond à quelques dizaines de mètres au-dessus de la surface.

La figure 3.8 suivante montre un extrait de fichier ascii L2 qui fournit les profils de température et humidité sur 90 niveaux de pression pour deux pixels consécutifs, le 59 et le 61. L'on peut constater rapidement que pour le premier pixel (le 59), 89 valeurs qui décrivent le profil atmosphérique sont disponibles, mais seulement 64 niveaux pour le pixel 61, équivalant à placer la surface de la Terre à environ 5000 m de la surface pour faire notre simulation de l'atmosphère. En conclusion il faut remarquer que les données IASI L2 sont utilisables mais qu'une attention particulière devra être portée quant à leur manipulation. Une comparaison entre corrections atmosphériques avec des données IASI et ECMWF sera montrée ultérieurement.

```

Date : 20080120.085356
Orbit Number : 00006502
Latitude (deg) : 48.51020
Longitude (deg) : 19.40350
Pixel Number : 059
Land/Sea, Day/Night : 0 1
Z0 : 0.000
Surface Pressure (Pa) : 96220.00
Surface Temperature (K) : 276.70
Flag --> Cloud formation - Cloud detection - LIC quality - Data processing technique -
Quality retrieval - Retrieval indicator - Satellite manoeuvre - Sun-glint indicator -
Background state
000000000010000 0000000000100010 0000000100001000 00000100 05 00000000 0 0 2
Temperature profile (K) :
218.41 218.86 219.31 220.49 221.67 224.41 226.69 230.69 233.74 239.35 244.96 251.69 258.43
265.79 273.15 279.12 285.08 285.16 285.23 276.97 269.43 258.01 247.50 237.85 228.92 222.28
215.80 211.49 207.65 204.60 201.87 200.13 198.56 198.30 198.05 198.82 199.52 200.51 201.43
202.44 203.39 204.02 204.62 204.72 204.81 204.75 204.69 204.69 204.69 204.49 204.30 204.24
204.19 205.23 206.20 208.76 211.17 214.83 218.27 222.15 225.81 229.46 232.90 236.30 239.50
242.38 245.10 247.57 249.90 252.26 254.48 256.56 258.53 260.40 262.18 263.56 265.18 266.71
268.19 269.23 270.26 270.69 271.11 271.35 271.59 273.11 274.63 275.53 275.97 nan
Humidity profile (Kg/Kg) :
3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06
3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06
3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 2.000e-06 2.000e-06 2.000e-06 2.000e-06 2.000e-06
2.000e-06 2.000e-06 2.000e-06 2.000e-06 2.000e-06 2.000e-06 2.000e-06 2.000e-06 2.000e-06 2.000e-06
2.000e-06 2.000e-06 2.000e-06 2.000e-06 2.000e-06 3.000e-06 4.000e-06 6.000e-06 9.000e-06 1.300e-05
1.800e-05 2.300e-05 2.900e-05 3.300e-05 3.800e-05 4.400e-05 5.200e-05 6.400e-05 7.900e-05
1.100e-04 1.490e-04 2.140e-04 3.000e-04 4.300e-04 6.050e-04 7.750e-04 9.800e-04 1.060e-03
1.141e-03 1.178e-03 1.214e-03 1.253e-03 1.299e-03 1.450e-03 1.611e-03 1.810e-03 2.033e-03
2.296e-03 2.592e-03 2.850e-03 3.133e-03 3.287e-03 3.449e-03 3.516e-03 3.549e-03 nan
Date : 20080120.085356
Orbit Number : 00006502
Latitude (deg) : 48.81300
Longitude (deg) : 18.60350
Pixel Number : 061
Land/Sea, Day/Night : 0 1
Z0 : 0.000
Surface Pressure (Pa) : 96020.00
Surface Temperature (K) : 265.30
Flag --> Cloud formation - Cloud detection - LIC quality - Data processing technique -
Quality retrieval - Retrieval indicator - Satellite manoeuvre - Sun-glint indicator -
Background state
000000000010000 0000000000100010 0000000100001000 00000100 00 00000000 0 0 2
Temperature profile (K) :
191.03 191.75 192.94 194.90 198.14 203.47 210.48 219.34 229.03 241.41 254.86 264.67 273.26
279.42 281.45 281.50 279.59 277.31 274.57 270.33 264.06 256.08 248.11 239.14 230.41 221.34
213.65 208.32 205.31 202.75 200.70 199.36 198.97 198.94 199.53 200.52 201.63 203.07 204.47
205.36 205.72 205.71 205.50 205.21 204.86 204.45 204.26 204.01 204.01 204.02 203.98 204.72
205.39 206.37 208.34 211.04 214.21 217.79 221.03 223.84 226.81 228.96 231.54 233.49 nan
nan nan nan nan nan nan nan nan nan nan nan nan nan nan nan
nan nan nan nan nan nan nan nan nan nan nan nan nan
Humidity profile (Kg/Kg) :
4.000e-06 4.000e-06 4.000e-06 4.000e-06 4.000e-06 4.000e-06 4.000e-06 4.000e-06 4.000e-06 4.000e-06
4.000e-06 4.000e-06 4.000e-06 4.000e-06 4.000e-06 4.000e-06 4.000e-06 4.000e-06 4.000e-06 4.000e-06
4.000e-06 4.000e-06 4.000e-06 4.000e-06 4.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06
3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06
2.000e-06 2.000e-06 2.000e-06 2.000e-06 2.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06
3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 3.000e-06 4.000e-06 5.000e-06 9.000e-06 1.100e-05 1.500e-05
1.600e-05 1.600e-05 1.800e-05 1.900e-05 3.100e-05 4.300e-05 7.200e-05 1.010e-04 1.220e-04
1.360e-04 nan nan
nan nan nan nan nan

```

Figure 3.8 Exemple de données IASI de deuxième niveau (IASI L2)

3.3 Application SpSm. Définition des points de contrôle

Etant donné le caractère et la quantité des données IASI, nous avons choisi d'estimer les paramètres de surface pixel par pixel, l'ambition de ce travail n'étant pas de produire des images de paramètres mais de valider une méthodologie. A partir d'une position (longitude et latitude) et d'une date, il s'agit de trouver le pixel IASI qui contient les informations de radiances (LIC) et profil atmosphérique (L2). Une partie conséquente de ce travail a donc été de déterminer ces points de contrôle de façon à ce qu'ils soient caractéristiques de la zone d'étude et qu'ils permettent ensuite une généralisation de la méthode.

Ces pixels ont été déterminés en utilisant les images MODIS, SEVIRI et IASI.

Avec les images MODIS nous avons choisi 11 points de contrôle en étudiant les émissivités dans les 6 canaux disponibles (12.02, 11.03, 8.55, 4.05, 3.959 et 3.75 μ) sur des zones homogènes dégagées de nuages (en utilisant les images « cloudmask : masque de nuage » de l'instrument SEVIRI) et présentant des signatures spectrales différentes.

La procédure adoptée est la suivante :

- Choix d'une journée par mois de l'année 2008 la plus dégagée de nuages pour toute la zone d'étude. Pour ce faire, on étudie les produits SEVIRI « cloudmask », et on sélectionne les images les plus claires de chaque mois. Ceci nous a conduits à retenir les dates présentées dans le tableau 3.2.

Dates "dégagées" de nuages pour la région spatiale d'étude.	
20 janvier 2008	03 juillet 2008
06 février 2008	09 août 2008
02 mars 2008	15 septembre 2008
05 avril 2008	05 octobre 2008
21 mai 2008	17 novembre 2008
18 juin 2008	21 décembre 2008

Tableau 3.2 Dates retenues pour l'année 2008.

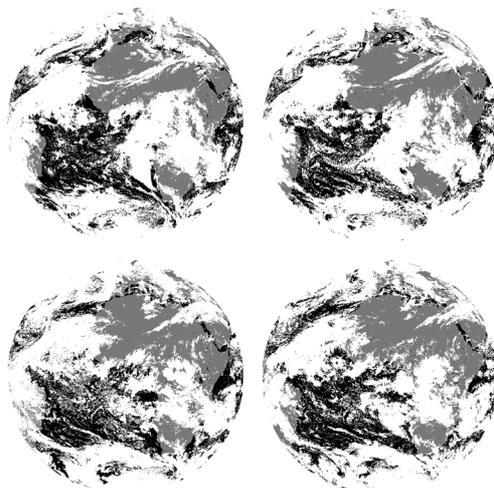


Figure 3.9 Exemples de produits SEVIRI « cloudmask » correspondant au 1 janvier 2008 à 00h, 06h, 12h et 18h respectivement.

- Etude des images MODIS pour les journées choisies et recherche des zones où l'émissivité est homogène. Calcul des valeurs moyennes et des écarts types de 25 pixels MODIS (5x5 km) équivalente à la résolution d'IASI (25 x 25 km).

- Avec les coordonnées des pixels MODIS, recherche du pixel IASI le plus proche spatialement et temporellement. Comme MODIS et IASI ont deux passages par jour, 12 heures maximum peuvent séparer deux images. Cependant, l'accord temporel des deux pixels est nécessaire pour pouvoir comparer les températures de surface. Ce point est moins critique pour l'émissivité dont la variation temporelle sur une demi-journée reste très faible (Nerry et al 1990).

Pour minimiser les distances (on cherche des différences plus petites que la moitié de la taille typique du pixel IASI, soit 12.5 km) on garde comme point test ces centres de pixel IASI et on revient sur les images MODIS pour recalculer les points de contrôle les plus proches des centres IASI.

Pour calculer les distances entre deux points dont on connaît la latitude et la longitude, l'approximation utilisée est la « distance du grand cercle ». Ce calcul, aussi appelé la distance orthodromique, représente la plus petite distance entre deux points sur une sphère. Etant donnée la ressemblance entre la géométrie de la Terre et la sphère, la distance du grand cercle est souvent assimilée comme la distance réelle entre deux coordonnées géographiques surtout pour le cas où on cherche des distances inférieures à 12.5 km.

La figure 3.10 suivante présente une carte de la zone d'étude avec une marque (rond) sur les points de contrôle choisis.



Figure 3.10 Positions des zones test.

Aussi, pour sélectionner les zones représentatives sur lesquelles appliquer la méthode, des cartes d'élévation et de types de couverture du sol ont été consultées. Les images suivantes 3.11 et 3.12 montrent ces informations.

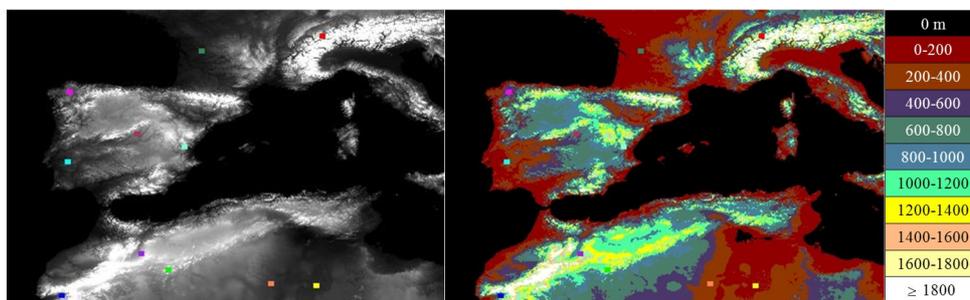


Figure 3.11 « Digital Elevation Model » (DEM) de la région spatiale d'étude.

La carte des altitudes utilisée est la GTOPO30⁹ qui a une résolution horizontale de 30 arc de secondes (1 km environ) et une couverture mondiale (développée par U. S Geological Survey's (USGS), voir Danko 1992).

La figure 3.12 représente la carte d'occupation du sol de la zone d'étude avec 22 classes distinctes. Ces informations proviennent du Pôle d'Observation des Surfaces continentales par TELÉdetection (POSTEL¹⁰). Le tableau 3.3 donne les coordonnées géographiques et les types d'occupation du sol pour les 11 points de contrôle retenus pour l'étude.

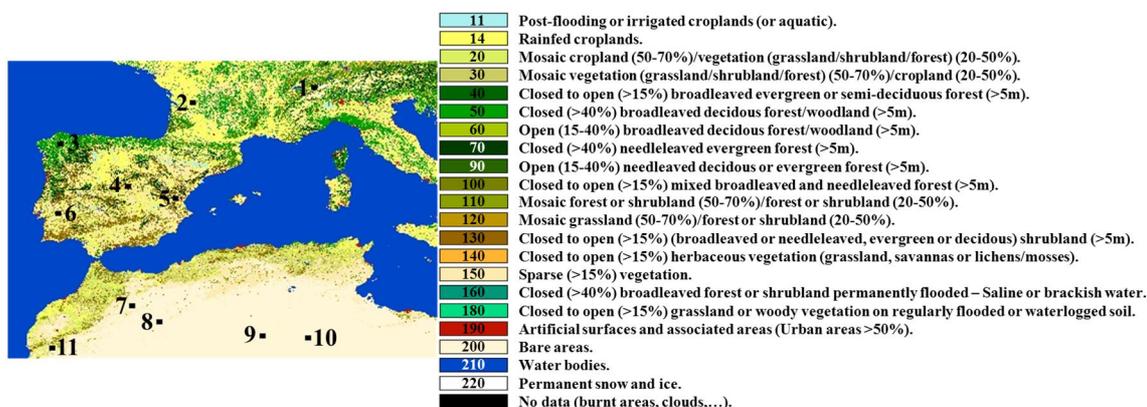


Figure 3.12 Occupation du sol de la région spatiale d'étude.

⁹ http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM30/

¹⁰ <http://postel.mediasfrance.org/en/BIOGEOPHYSICAL-PRODUCTS/Land-Cover/>

	Latitude (°)	Longitude (°)	Occupation du sol	Altitude (m)
1- Les Alpes	46,540232	7,467550	150,50 et 200	1703
2- Dignac	45,584647	0,202870	14 et 150	100
3- Villalba	43,122048	-7,853239	50 et 14	532
4- La Moraleja	40,558410	-3,763626	150 et 190	719
5- Casinos	39,764903	-0,894793	150 et 130	441
6- São Matias	38,849318	-7,975317	150 et 20	203
7- Maroc Nord	33,233730	-3,519470	200	1094
8- Maroc Algérie	32,257106	-1,871417	200	1440
9- Algérie Ghardasa	31,402560	4,354561	200	272
10- Algérie Est	31,280482	7,101316	200	164
11- Maroc Toubkal	30,670092	-8,341551	150	675

Tableau 3.3 Coordonnées, types d’occupation du sol et altitudes pour les zones de contrôle retenues.

Les images « google earth » ont permis une description plus réaliste des points de contrôle. Pour chaque point test, deux images seront présentées, la première a une échelle similaire aux images satellite utilisées (MODIS, SEVIRI et IASI) et une deuxième avec une échelle beaucoup plus fine pour bien distinguer les couvertures des sols (1x1 km).

Le premier point de contrôle « Les Alpes » est une région de montagne située en Suisse à environ 50 km au sud de la ville de Berne. Cette zone n’est pas très homogène. Avec la classification POSTEL on distingue une végétation naturelle inférieure à 15 % (150) coexistant avec des arbres denses (50) et quelques parties désertiques (200). Les nombres entre parenthèse se réfèrent à la carte d’occupation du sol (figure 3.12).



Figure 3.13 Image Google earth du point de contrôle “Les Alpes”. A gauche 25 x 25 km² et à droite de 1 x 1 km².

Le point de contrôle « Dignac » est situé dans une commune agricole française dans le département de la Charente et la région Poitou-Charentes. Au niveau de la couverture du sol, on distingue surtout des zones dédiées à l’agriculture et à l’élevage d’animaux (14). La région se situe aux premières places

des producteurs français pour le lait de chèvre, le blé, le tournesol, le tabac et les graines de plantes fourragères.



Figure 3.14 Idem figure 3.13 mais pour “Dignac”.

Le troisième point de contrôle « Villalba » se trouve à 25 km au sud de la petite ville Villalba dans la région espagnole de Lugo au nord-est de Galicie. La région est principalement agricole, dédiée à la culture de la pomme de terre (14) et c’est une des zones des plus humides d’Espagne.



Figure 3.15 Idem figure 3.13 mais pour “Villalba”.

La zone de validation suivante « La Moraleja » est au centre géographique d’Espagne, à 20 km au nord de Madrid. La région est beaucoup plus sèche que la Galicie, mais elle est arrosée par le fleuve « Manzanares ». La zone choisie comme point d’étude est une forêt (150) : plus de 60 % de la couverture sont des chênes mais il y a aussi des pins de montagne et des roches. On distingue aussi des surfaces artificielles étant donnée la proximité à la métropole (Madrid).



Figure 3.16 Idem figure 3.13 mais pour “La Moraleja”.

Le point d’analyse suivant « Casinos » est situé à l’est de l’Espagne dans la région de Valence à 18 km à l’ouest de la petite ville Casinos. La région est pratiquement inhabitée et est principalement dédiée à l’élevage de moutons et chèvres. On peut aussi trouver quelques arbres fruitiers (pommés, cerises, pêches, amandes) et surtout des pins méditerranéens.



Figure 3.17 Idem figure 3.13 mais pour “Casinos”.

La zone test « São Matias » se situe à 100 km à l’est de Lisbonne. C’est une zone dépeuplée à 80 km de l’océan Atlantique. Elle est couverte principalement par une forêt d’arbres bien distants avec des zones de culture.



Figure 3.18 Idem figure 3.13 mais pour “São Matias”.

Les 4 zones suivantes sont des déserts très homogènes au niveau de la couverture du sol : i) « Maroc Nord », un peu plus de 30 km de la ville marocaine de Boulemane dans la région de Fès-Boulemane ;

ii) « Maroc Algérie », 30 km au sud de la ville Bouârfâ dans la province marocaine Figuig tout près de la frontière algérienne ; iii) « Algérie Ghardasa », à 130 km au sud de la ville algérienne Ghardasa et, iv) « Algérie Est », zone de test avec son centre à 100 km au sud-est de la ville algérienne Hassi Messaoud, situé dans le bassin de Berkine près de la frontière avec la Tunisie.



Figure 3.19 Idem figure 3.13 mais pour “Maroc Nord”.



Figure 3.20 Idem figure 3.13 mais pour “Maroc Algérie”.



Figure 3.21 Idem figure 3.13 mais pour “Algérie Ghardasa”.



Figure 3.22 Idem figure 3.13 mais pour “Algérie Est”.

La dernière zone test « Maroc Toubkal » est un cas particulier. Elle est située à 60 km au sud du parc national Toubkal Maroc dans une zone de montagne avec beaucoup de végétation (150) et un fort ensoleillement même en hiver.



Figure 3.23 Idem figure 3.13 mais pour “Maroc Toubkal”.

3.4 Calcul des émissivités et températures

Ce paragraphe est consacré à l'estimation des températures et émissivités en utilisant la méthode de calcul SpSm à partir des données IASI sur les points de contrôle. Les résultats sont présentés pour deux applications SpSm différentes. Dans le premier cas, on estime la contribution de l'atmosphère par les données IASI L2 (voir 4.2) et dans le deuxième cas on utilise les données ECMWF pour caractériser cette contribution atmosphérique.

Le tableau suivant 3.4 donne les températures retrouvées SpSm pour deux dates, le 20 janvier et le 6 février et pour les 11 points de contrôle rappelés dans la 1^{ère} colonne. Les deuxième et troisième colonnes donnent les températures de surface estimées par la méthode SpSm en utilisant les données IASI L2 et ECMWF respectivement pour la correction atmosphérique. Les deux colonnes suivantes (4^{ème} et 5^{ème}) sont les températures de surface fournies par IASI L2 et les heures UTC d'acquisition du capteur IASI. Les deux dernières colonnes donnent à titre d'information l'heure d'acquisition et la température de surface (LST) estimée par le capteur MODIS à bord du satellite Terra. Ces températures MODIS ne sont pas d'une grande utilité car la température de surface est très variable au

cours de la journée et les heures d'acquisition de MODIS ne sont pas en coïncidence avec celles d'IASI. Cependant, elles peuvent s'avérer utiles pour avoir un ordre de grandeur de la LST.

20 janvier 2008						
Pixel test	LST (K) SpSm		LST (K) IASI L2	Heure UTC IASI	MODIS	
	IASI	ECMWF			Heure UTC	LST (K)
1- Les Alpes	257.4	260.5	289.9	08 :55	10 :36	272.0
2- Dignac	283.9	284.2	285.7	10 :35	11 :48	284.7
3- Villalba	275.2	279.3	281.7	10 :36	11 :12	279.5
4- La Moraleja	284.3	283.1	285.6	10 :37	11 :36	287.9
5- Casinos	280.8	280.3	284.2	20 :18	21 :12	278.7
6- São Matias	279.3	280.2	285.6	21 :58	22 :23	278.4
7- Maroc Nord	287.9	287.5	290.2	10 :39	11 :36	292.5
8- Maroc Algérie	284.1	285.8	291.0	10 :39	11 :36	291.2
9- Algérie Ghardasa	282.7	282.8	284.8	08 :59	10 :24	292.5
10- Algérie Est	274.6	268.8	273.5	08 :59	10 :36	289.5
11- Maroc Toubkal	292.7	289.7	290.0	10 :49	11 :12	296.5
6 février 2008						
Pixel test	LST (K) SpSm		LST (K) IASI L2	Heure UTC IASI	MODIS	
	IASI	ECMWF			Heure UTC	LST (K)
1- Les Alpes	251.1	239.8	280.7	19 :28	22 :24	255.1
2- Dignac	282.4	279.6	283.6	09 :45	10 :36	285.7
3- Villalba	279.4	264.9	286.0	11 :24	12 :00	283.8
4- La Moraleja	277.3	280.9	285.1	09 :45	10 :36	281.1
5- Casinos	276.1	289.0	286.2	09 :45	10 :48	290.8
6- São Matias	281.0	283.4	285.8	09 :46	10 :24	287.9
7- Maroc Nord	278.4	287.7	293.6	09 :47	10 :36	293.6
8- Maroc Algérie	291.8	290.9	294.1	09 :47	10 :48	295.4
9- Algérie Ghardasa	298.4	295.8	290.6	09 :47	11 :12	298.5
10- Algérie Est	279.8	298.7	288.9	09 :47	11 :24	297.7
11- Maroc Toubkal	282.9	291.4	295.0	09 :48	10 :24	289.3

Tableau 3.4 Températures de surface SpSm.

Une représentation plus explicite des résultats est donnée sur la figure suivante 3.24 où sont représentés les trois températures (SpSm IASI, SpSm ECMWF et LST IASI L2). On ne représente pas la température MODIS car celle-ci n'est pas obtenue en correspondance temporelle avec les trois autres.

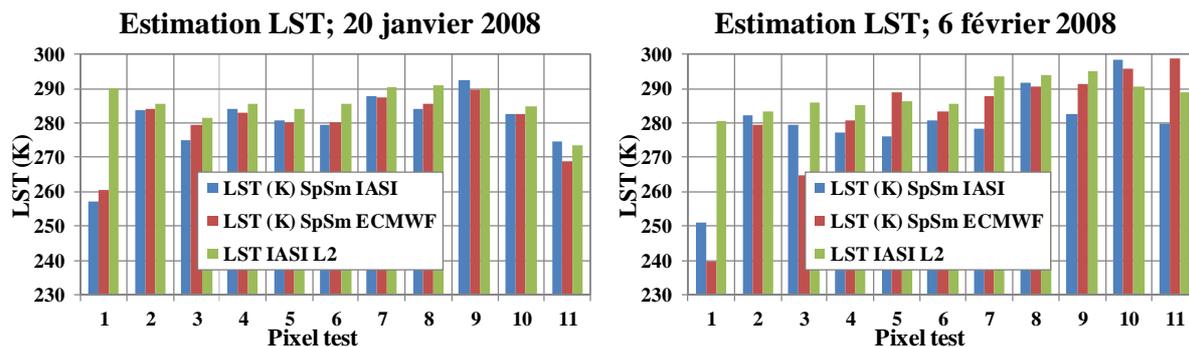


Figure 3.24 Températures de surface pour les 11 points de contrôle. Gauche: 20 janvier; droite: 6 février.

Le premier constat est que les températures retrouvées sont dans une fourchette de quelques degrés pour le mois de janvier sauf pour le point de contrôle n°1. Les températures SpSm IASI et ECMWF sont en général en bon accord.

Pour le mois de Février, par contre on observe des différences importantes entre les deux températures SpSm avec des températures SpSm IASI souvent inférieures aux températures SpSM ECMWF.

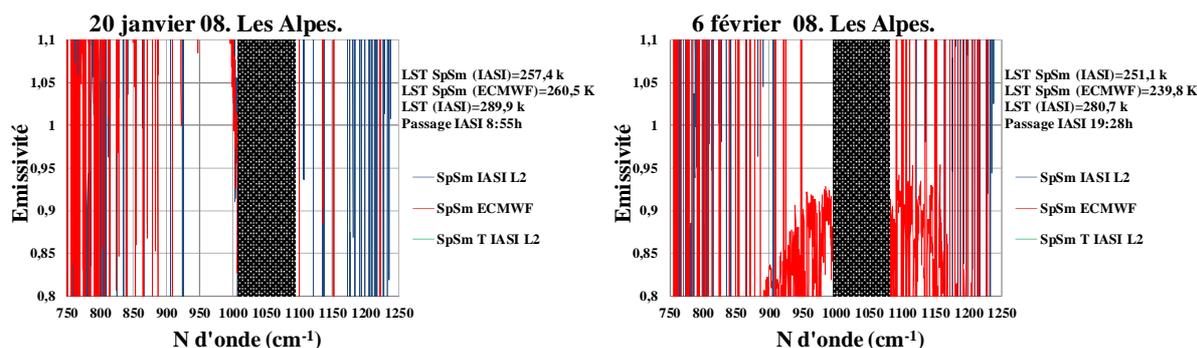
De façon assez systématique, la température fournie par IASI (LST IASI L2) est supérieure aux températures issues de la méthode SpSm.

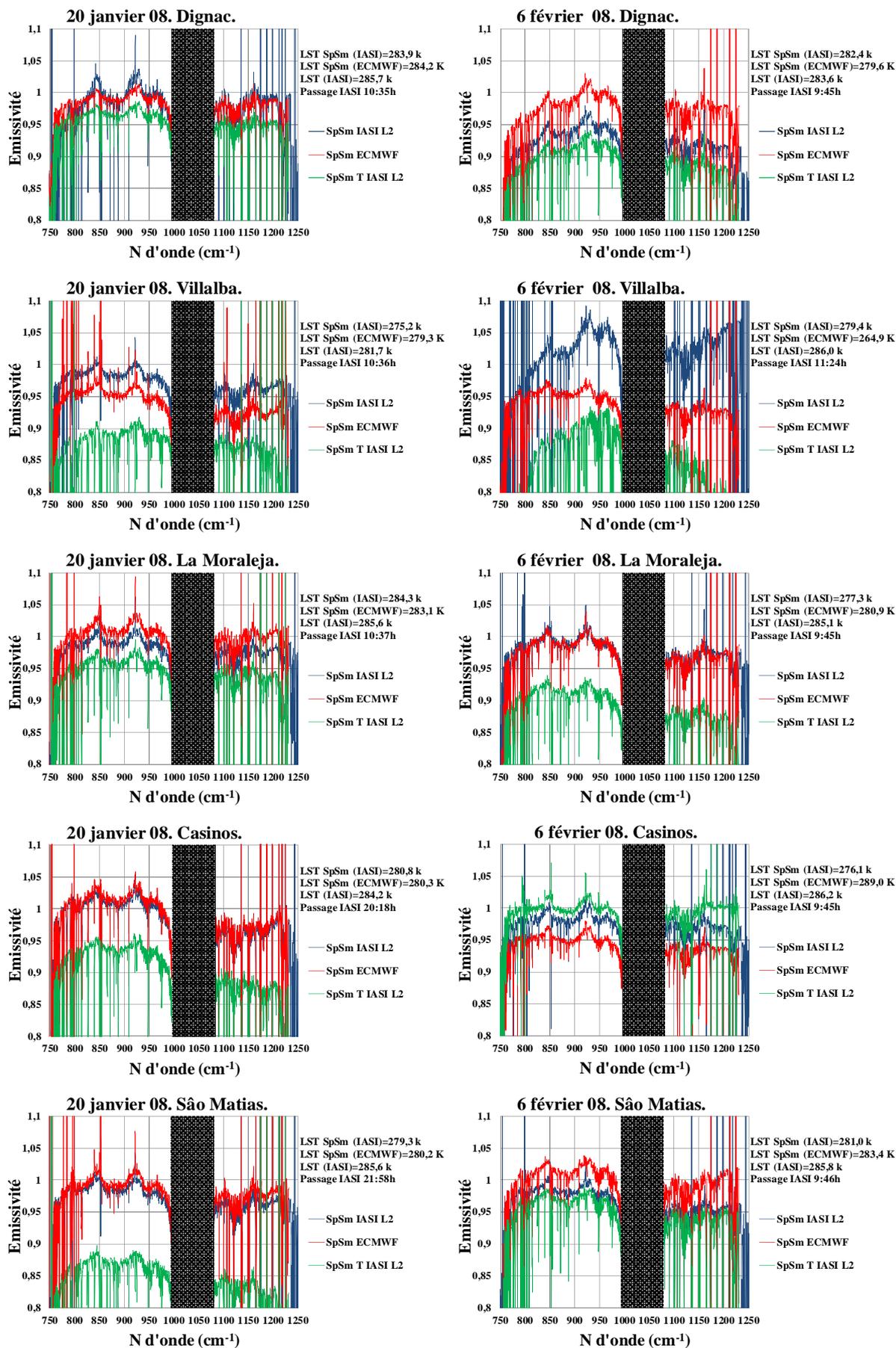
A ce stade, il est difficile de conclure quant à la légitimité de l'une ou l'autre des températures et seule une validation avec des données exogènes pourra le permettre. Ce point est abordé dans le chapitre 4.

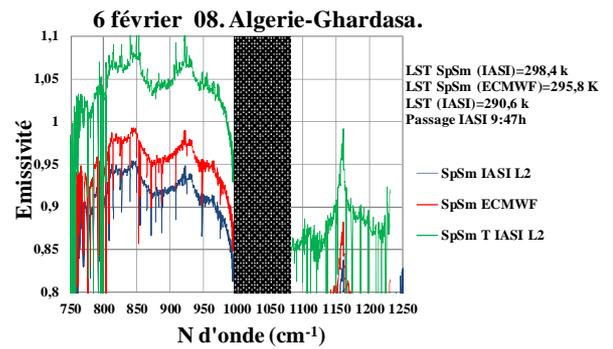
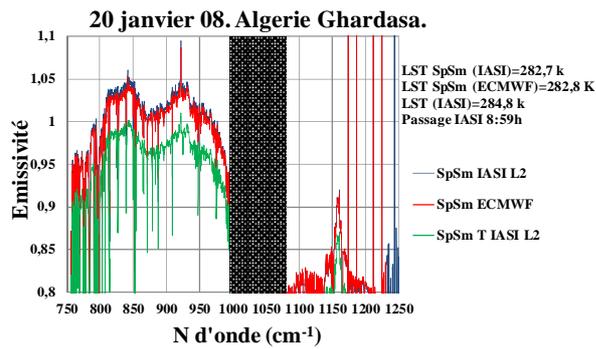
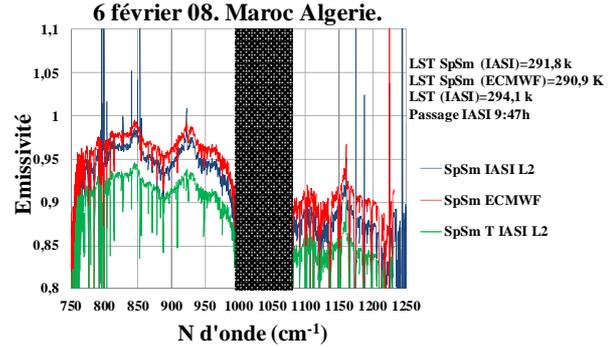
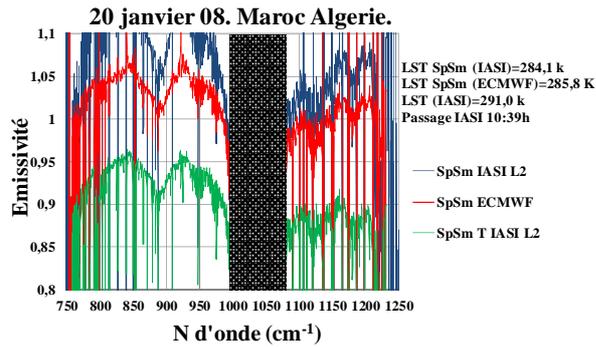
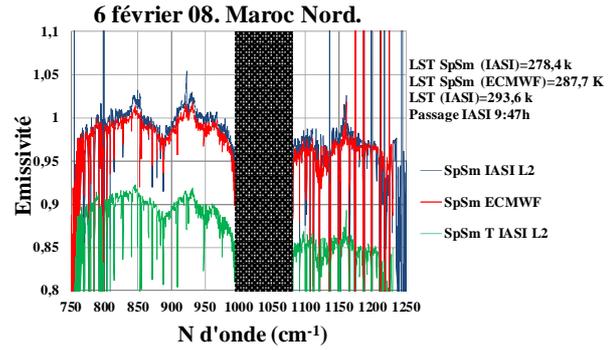
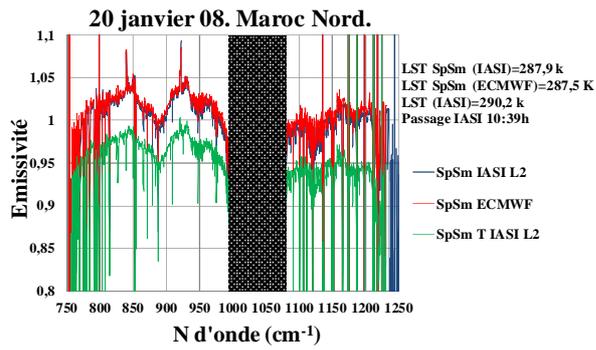
Nous allons étudier maintenant les émissivités de surface et comparer trois types de résultats : les émissivités obtenues par inversion de la radiance avec comme température de surface celle obtenue dans les trois cas suivants :

1. La température issue de SpSm avec le profil IASI L2
2. La température issue de SpSm avec le profil ECMWF
3. La température issue directement du produit IASI L2

La figure 3.25 suivante montre les spectres d'émissivités retrouvés pour les 11 points de contrôle et pour le 20 janvier (à gauche) et le 6 février (à droite).







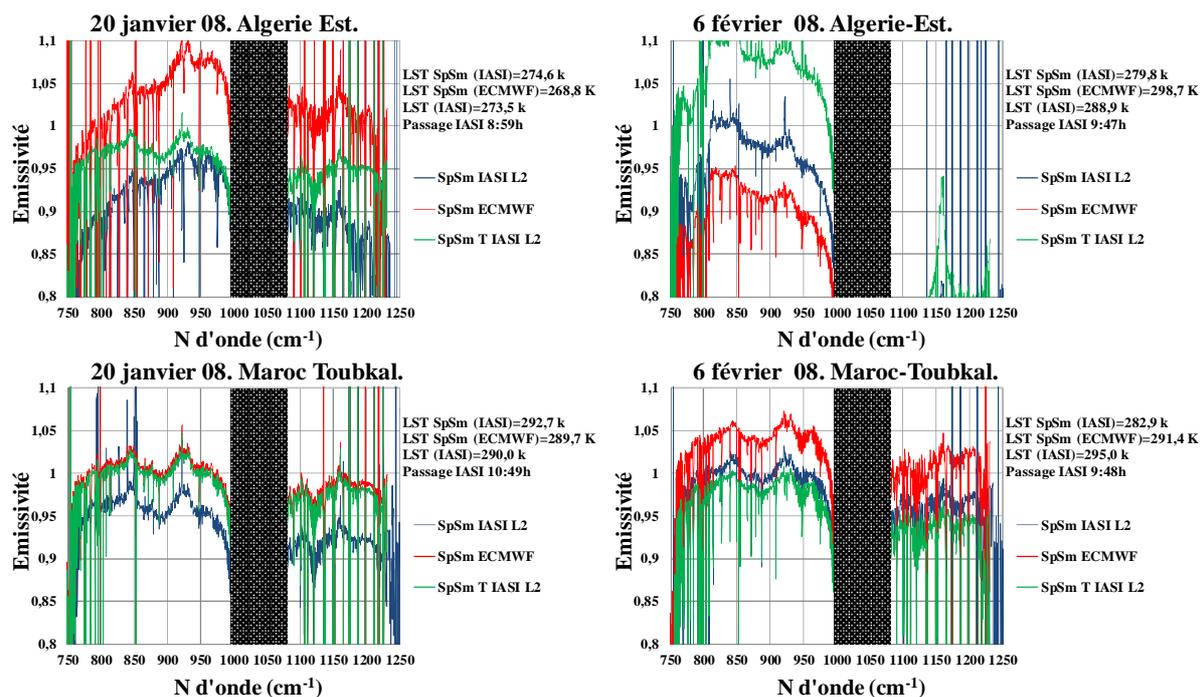


Figure 3.25 Estimation simultanée des émissivités spectrales et des températures.

Le spectre bleu représente l'émissivité retrouvée avec la méthode SpSm quand la correction atmosphérique a été faite avec les données IASI L2. Pour le spectre en rouge, la contribution de l'atmosphère est estimée avec la description ECMWF. Le spectre en vert correspond à l'émissivité où la température pour l'inversion a été prise directement égale à celle fournie par IASI L2. La région en noir représente la zone de fortes absorptions dues à la vapeur d'H₂O et que l'on avait exclue de l'analyse.

Pour le premier point de contrôle étudié qui correspond à la région des Alpes, aucune signature spectrale cohérente d'émissivité n'a été retrouvée pour les mois de janvier et février. Les températures sont elles aussi très dispersées (30 Kelvin de différence entre la température correspondante à la correction IASI L2 et celle fournie directement par le capteur IASI). On s'attendait à trouver des difficultés pour reconstruire la température et l'émissivité sur cette région, car c'est une zone froide et humide avec des basses pressions au niveau de la surface à cause de son altitude. Aussi et surtout, on a de grandes difficultés à trouver des images utilisables du fait de la forte densité de nuages tout au long de l'année. Nous avons tenu à garder ce point comme zone de test parce que c'est la zone montagneuse la plus importante d'Europe, mais les résultats préliminaires nous conduisent à éliminer ce point de contrôle pour le chapitre suivant de validation.

Pour les autres points de contrôle, on constate une claire tendance du spectre d'émissivité construit à partir de la température IASI L2 à avoir les valeurs les plus faibles. Les valeurs résultant de la méthode de séparation coïncident entre elles pour la plupart des tests, indépendamment de la source de la correction atmosphérique. Elles sont de plus cohérentes à ce que l'on attend pour des spectres d'émissivités de surfaces réelles (voir figure 1.2).

Le chapitre suivant sera une validation de ces résultats avec les sources disponibles que sont les produits MODIS et les températures et émissivités obtenues à partir des données du capteur SEVIRI. Comme nous n'avons pas remarqué de différences considérables dues aux différentes sources de la correction atmosphérique et du fait des difficultés liées à l'utilisation de données IASI L2 (voir point 3.2), nous avons décidé pour la suite d'utiliser les données ECMWF.

3.5 Conclusion de l'application de la méthode aux données IASI

L'application de la méthode SpSm de séparation LST/ ϵ sur des données du capteur IASI montre que l'on arrive à trouver des résultats qui apparaissent cohérents pour des situations réelles (voir figures 3.24 et 3.25). Le chapitre suivant sera une validation de ces résultats tant pour la température de surface que pour l'émissivité avec les sources disponibles MODIS et SEVIRI.

4 Validation des résultats de la méthode SpSm

Le quatrième chapitre est dédié à la validation des émissivités spectrales et des températures obtenues avec la méthode SpSm avec les produits émissivités/températures MODIS, les températures de surface LSA SAF de Eumetsat et les émissivités/températures obtenues à partir de la méthode TISI appliquée à des données SEVIRI. Dans un premier temps, une description de ces produits de validation est exposée et une comparaison entre les différents produits est réalisée conduisant à un choix pour l'évaluation des températures et émissivités IASI. Dans un deuxième temps, ces données sont utilisées pour valider les résultats de la méthode SpSm sur les données IASI.

4.1 Produits utilisés pour la validation

4.1.1 MODIS

Pour valider les résultats SpSm IASI, les produits « MODIS/Terra LST/E Daily L3 Global 6 Km Grid » (MOD11B1) dans sa dernière version V5 ont été utilisés. Ils fournissent pour chaque pixel six valeurs d'émissivité correspondant aux six bandes thermiques (dans la nomenclature MODIS introduite par Salomonson 1989, ce sont les bandes 20, 22, 23, 29, 31 et 32, voir la table 4.1 suivante), plus la température de surface. Les températures sont estimées en utilisant l'algorithme LST jour/nuit (Wan et Li 1997). Ils existent cependant des restrictions :

- pour les données de jour, les observations doivent avoir un angle zénithal solaire inférieur à 75 degrés.
- pour les données de nuit, cet angle sera supérieur à 90 degrés.
- la différence de temps d'acquisition entre les images jour et nuit sera toujours inférieure à 32 jours.
- la température de brillance du canal 31 en observation de jour (T_b 31 jour) doit être supérieure à 198K.
- pour une observation de nuit (T_b 31 nuit) la température doit être supérieure à 195 K.

Avec ces restrictions, le rapport signal à bruit est toujours acceptable (Wan Z 2007) mais le calcul pour des zones polaires reste limité. Les bandes 20 et 22, pour les conditions d'été, peuvent saturer pour des zones arides ou semi-arides, censurant le calcul LST jour/nuit (Wan Z 2007).

Avec cette méthode on obtient des précisions de 1 K pour les matériaux dont on connaît bien l'émissivité. Les six émissivités sont estimées à partir d'une table de classification look-up (LUT) (Snyder et al 1998) qui a comme entrées les radiances MODIS L1B, la couverture nuageuse, les profils atmosphériques, la couverture végétale et neigeuse et les données de géolocalisation.

Les images MOD11B1 ont une résolution spatiale de 6 km (plus exactement 5.56 km x 5.56 km) projetés sur une grille sinusoïdale (Wan Z 1999)¹¹.

La figure 4.1 montre un exemple visuel des produits MODIS utilisés, en utilisant le logiciel de traitement d'images ENVI. Il faut noter ici que cette image est une composition de passages MODIS (voir figure 4.2) correspondants à différentes heures d'acquisition. Car MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) est un imageur installé à bord des satellites Terre et Aqua qui tournent continuellement autour de la Terre avec une orbite héliosynchrone (aligné au soleil de façon à ce que l'heure d'acquisition MODIS pour un même endroit soit presque tous les jours la même). Les données sont accessibles sans frais et constituent une très bonne source d'information pour évaluer les conditions atmosphériques et de surface d'une région.

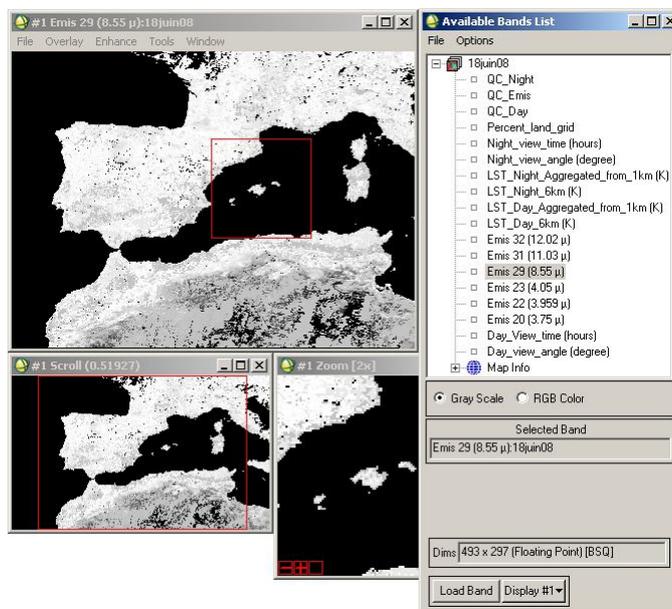


Figure 4.1 Image MOD11B1 avec ses 18 bandes correspondant au 18 juin 2008 couvrant la zone d'étude.

L'exemple suivant est une image avec les heures d'acquisition UTC des données MODIS pour le 18 juin 2008 en image de jour en couvrant la zone d'étude. Ces temps seront très utiles quand il s'agira de faire la comparaison de ces images avec les images SEVIRI à bord du satellite géostationnaire Meteosat.

¹¹ <http://landval.gsfc.nasa.gov/ProductStatus.php?ProductID=MOD11>

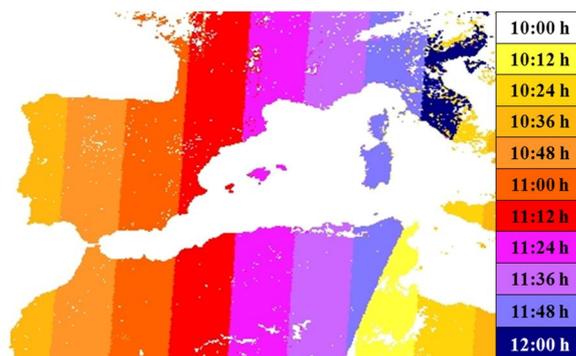


Figure 4.2 Exemple image MODIS “day view time”.

Le tableau 4.1 suivant montre les différentes informations contenues dans les images MODIS utilisées.

Science Data Set (SDS)	Units	Valid Range	Scale Factor	Offset
QC_Night	Bit-Field	0–255	NA	NA
QC_Emis	Bit-Field	0–255	NA	NA
QC_Day	Bit-Field	0–255	NA	NA
Percent_land_grid	Percentage	1–100	NA	NA
Night_view_time	Hours	1–120	0.2	NA
Night_view_angle	Degrees	0–130	1.0	-65.0
LST_Night_aggregated_1km	Kelvin	7500– 65535	0.02	NA
LST_Night_6km	Kelvin	7500– 65535	0.02	NA
LST_Day_aggregated_1km	Kelvin	7500–65535	0.02	NA
LST_Day_6km	Kelvin	7500– 65535	0.02	NA
Emis 32 (12.02 μ m)	None	1–255	0.002	0.49
Emis 31 (11.03 μ m)	None	1–255	0.002	0.49
Emis 29 (8.55 μ m)	None	1–255	0.002	0.49
Emis 23 (4.05 μ m)	None	1–255	0.002	0.49
Emis 22 (3.96 μ m)	None	1–255	0.002	0.49
Emis 20 (3.75 μ m)	None	1–255	0.002	0.49
Day_view_time	Hours	0–120	0.2	NA
Day_view_angle	Degrees	0–130	1.0	-65.0

Tableau 4.1 MODIS V005 MOD11B1 LST/E (6 Km).

Les produits MOD11B1 (Wan Z 2008) sont des images géo-référencées avec 18 bandes qui peuvent être directement visualisées sur un logiciel de traitement d’images comme ENVI (ENvironment for Visualizing Images) après un traitement à l’aide de l’outil « MODIS Reprojection Tools » (MRT)¹² disponible gratuitement, qui permet de lire les données au format HDF-EOS (Hierarchical Data Format-Earth Observing System) utilisé par les produits de la NASA (National Aeronautics and Space Administration). La MRT facilite la sélection de canaux désirés, permet de modifier le format de sortie, de changer les projections géographiques, etc.

¹² https://lpdaac.usgs.gov/tools/modis_reprojection_tool

Les 18 bandes contiennent 3 contrôles de qualité pour les mesures de nuit, d'émissivité et de jour respectivement (QC_Night, QC_Emis et QC_Day), une bande appelée Percent_lan_grid qui fournit l'information sur les interfaces terre-mer, en donnant la valeur 0 pour la mer et 100 pour la terre, tandis que pour les interfaces, il y a les valeurs moyennes comme l'on peut le voir sur la figure suivante 4.3.

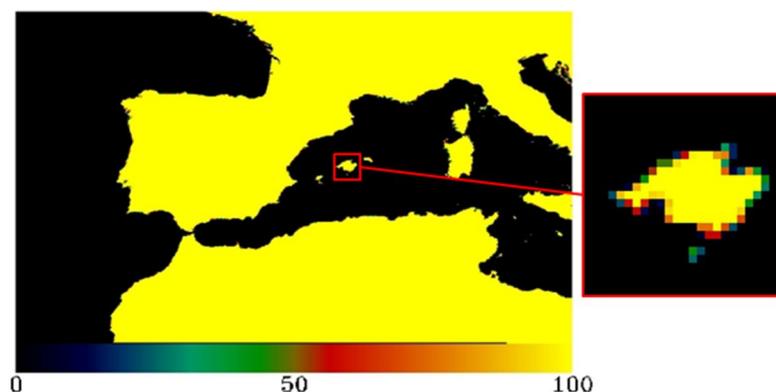


Figure 4.3 « MODIS Land Grid ».

L'information contenue est similaire au produit EUMETSAT « water-land mask », mais celui-là fournit seulement trois valeurs (0 pour la mer, 1 pour la terre et 2 pour les interfaces) donc pour les zones littorales, on peut trouver des différences.

Les deux bandes suivantes, fournissent les informations sur la position et l'heure de passage du satellite en passage de nuit.

Ensuite viennent les 4 bandes LST, deux en passage de nuit et deux en passage de jour. Ce produit MODIS (MOD11B1) estime les températures de surface d'après deux calculs différents. Pour le premier calcul, après agrégation des images de résolution 1 km, la technique employée est la méthode « split-window » introduit par Price 1984 et amélioré par Sobrino et al 1993, 1994 et Wan et Dozier 1996 suivi d'une agrégation des images de résolution 1 km pour obtenir une résolution de 6 km. Pour le deuxième calcul, on utilise les images agrégées à la résolution capteur 6 km et l'algorithme utilisée est la méthode couple jour/nuit introduit par Wan et Li 1997, qui permet estimer de façon simultanée tant la température que les émissivités.

La figure suivante 4.4 est une représentation des températures de surfaces estimées en utilisant les deux méthodes.

Les deux images en haut de la figure correspondent à des mesures de nuit (l'échelle de températures arrive jusqu'au 307 K). A gauche, la représentation correspond à la composition d'images de résolutions 1 km avec la méthode Split Window et l'image à droite est la LST directement extraite des images MODIS de résolution 6 km. Les images en bas de la figure font référence aux mesures de jour (la température est considérablement plus élevée). Ils existent de petites différences entre les deux méthodes qui sont plus lisibles sur une figure de dispersion comme la figure 4.5.

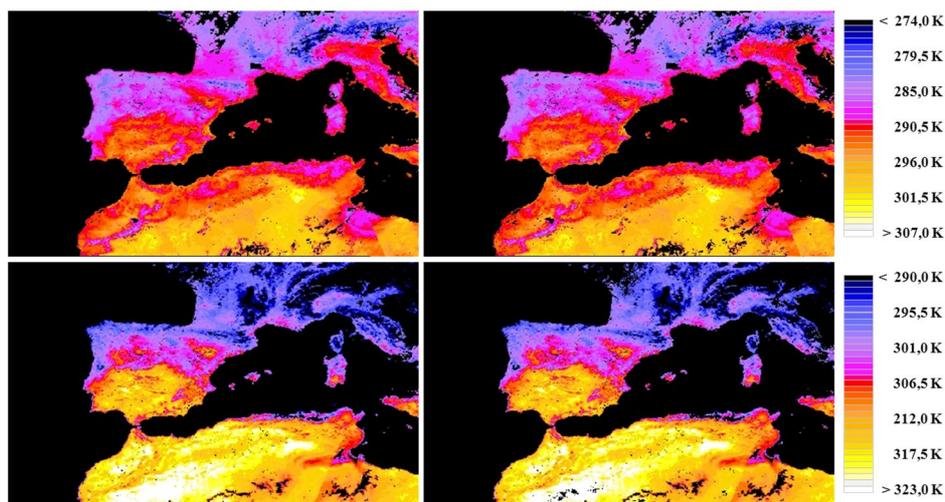


Figure 4.4 Images MODIS LST correspondants au 18 juin 2008. Résolution 6 x 6 km. A droite : méthode split window; à gauche méthode jour / nuit ; haut : images de nuit ; bas : image de jour.

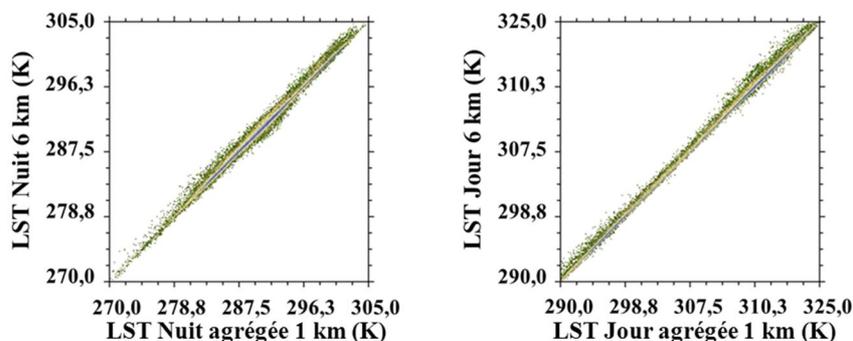


Figure 4.5 Comparaison des deux calculs LST MODIS (K), avec une résolution de 6 km et une composition de 6 km à partir d'images d'1 km de résolution.

En regardant la figure 4.5, on constate que les températures calculées avec des images de résolution 6 km et celles estimées avec des images d'1 km de résolution et postérieurement agrégés à 6 km, fournissent des valeurs pour la LST avec une différence maximum inférieure à 2 K tant pour les images de nuit que pour celles de jour. Cependant il faut remarquer que la dispersion de nuit peut être légèrement plus importante. Ce résultat est un peu étonnant car en général les températures de nuit sont plus homogènes. Il provient en fait des différents algorithmes utilisés pour faire l'estimation de la température (Wan et Li 2008).

La figure suivante 4.6 est une représentation en fréquence des différences de LST en utilisant les deux méthodes.

L'histogramme de la figure, étant extrait de la même image MODIS que la figure 4.4, prouve que la méthode Split Window a une légère tendance à sous-estimer la LST par rapport à l'estimation de la LST au moyen de la méthode du couple jour/nuit (Wan et Dozier 1996 ; Wan et Li 1997).

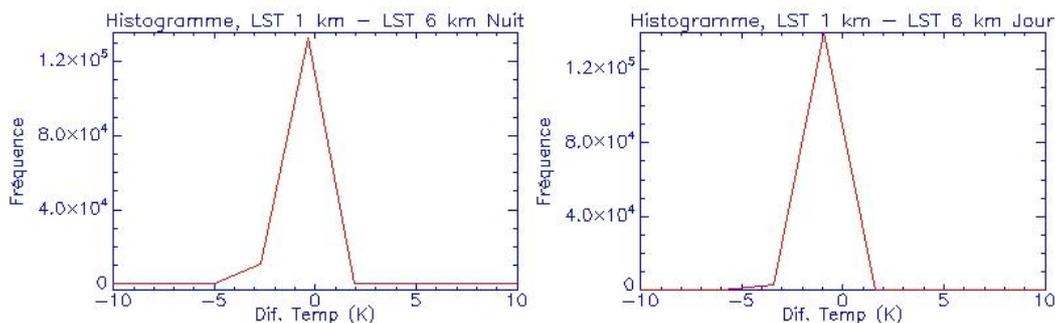


Figure 4.6 Distribution de températures LST MODIS.

Dans la suite, les températures qui seront utilisées sont celles qui proviennent des images MODIS de résolution 6 km étant donné que l'on n'a pas trouvé de différences très importantes entre les deux méthodes et que la résolution de 6 km est celle qui se rapproche le plus de la résolution des pixels IASI.

Les 6 bandes suivantes sont les émissivités correspondantes aux canaux MODIS 32, 31, 29, 23, 22 et 20 respectivement, estimées à l'aide d'une classification « look-up-table » (Snyder et al 1998).

Chacun des six canaux MODIS a une réponse spectrale particulière comme montre l'image suivante 4.7. Cette réponse spectrale sera prise en considération pour manipuler ces informations.

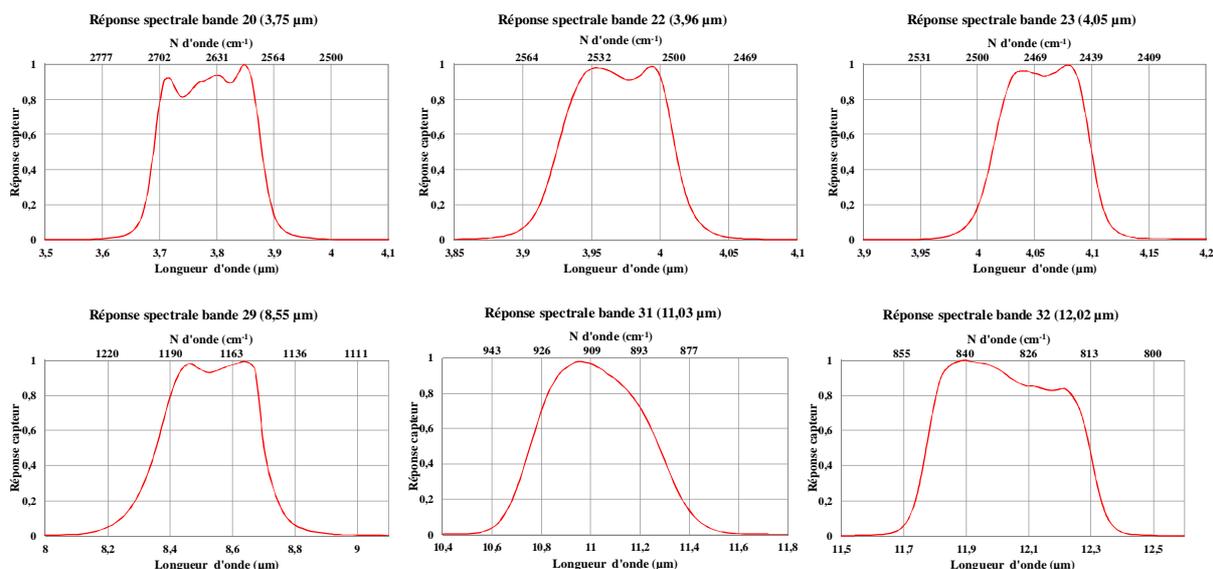


Figure 4.7 Réponse spectrale des canaux d'émissivité MODIS.

Les deux dernières bandes, contiennent les informations sur la position et l'heure de passage du satellite en passage de jour. Comme exemple de données d'émissivité, le tableau 4.2 présente pour toutes les dates et les points de contrôle les émissivités MODIS dans les bandes 29, 31 et 31 qui sont dans notre intervalle spectral. Les valeurs sont une moyenne sur 5 x 5 pixels pour se ramener à l'échelle du pixel IASI. On voit apparaître des zones qui présentent de faibles variations spectrales (e.g. Les Alpes, Dignac) et d'autres avec des variations spectrales plus marquées comme Algérie Ghardasa par exemple.

Pixel test	Emissivités MODIS 2008											
	20 janvier			6 février			2 mars			5 avril		
	B. 32	B. 31	B. 29	B. 32	B.31	B. 29	B. 32	B. 31	B.29	B. 32	B. 31	B.29
Les Alpes	0,988	0,980	0,988	0,982	0,982	0,986	0,984	0,982	0,978	0,988	0,986	0,988
Dignac	0,988	0,982	0,980	0,986	0,982	0,980	0,986	0,982	0,970	0,986	0,982	0,986
Villalba	0,988	0,982	0,979	0,986	0,982	0,984	0,986	0,982	0,978	0,986	0,982	0,988
Moraleja	0,988	0,982	0,968	0,988	0,980	0,976	0,992	0,980	0,982	0,990	0,980	0,976
Casinos	0,984	0,972	0,930	0,988	0,982	0,980	0,990	0,982	0,986	0,990	0,980	0,990
São Matias	0,986	0,982	0,994	0,986	0,982	0,994	0,986	0,982	0,988	0,986	0,982	0,986
Maroc N.	0,996	0,978	0,990	0,992	0,976	0,964	0,992	0,980	0,974	0,992	0,978	0,978
Maroc Alg.	0,972	0,964	0,932	0,972	0,964	0,896	0,972	0,964	0,904	0,972	0,964	0,890
Algérie Gh.	0,972	0,964	0,930	0,972	0,964	0,928	0,972	0,964	0,922	0,972	0,964	0,814
Algérie Est	0,972	0,964	0,930	0,972	0,964	0,808	0,972	0,964	0,930	0,972	0,964	0,902
Maroc Tou.	0,994	0,980	0,966	0,994	0,980	0,948	0,994	0,980	0,948	0,992	0,982	0,928
Pixel test	Emissivités MODIS 2008											
	21 mai			18 juin			3 juillet			9 aout		
	B. 32	B. 31	B. 29	B. 31	B.29	B. 29	B. 32	B. 31	B.29	B. 32	B. 31	B.29
Les Alpes	0,984	0,980	0,994	0,986	0,982	0,968	0,988	0,980	0,930	0,990	0,984	0,986
Dignac	0,986	0,982	0,930	0,986	0,982	0,994	0,986	0,982	0,990	0,988	0,982	0,930
Villalba	0,986	0,982	0,968	0,986	0,982	0,968	0,986	0,982	0,968	0,986	0,982	0,988
Moraleja	0,976	0,972	X	0,988	0,980	0,984	0,992	0,976	0,978	0,988	0,980	0,994
Casinos	0,992	0,980	0,986	0,990	0,982	0,930	0,990	0,982	0,992	0,988	0,980	0,930
São Matias	0,986	0,982	0,982	0,986	0,982	0,930	0,986	0,982	0,930	0,986	0,982	0,966
Maroc N.	0,988	0,980	0,986	0,988	0,980	0,982	0,988	0,980	0,984	0,988	0,980	0,988
Maroc Alg.	0,972	0,964	0,932	0,972	0,964	0,932	0,972	0,964	0,880	0,972	0,964	0,936
Algérie Gh.	0,972	0,964	0,872	0,972	0,964	0,926	0,978	0,964	0,786	0,972	0,964	0,916
Algérie Est	0,972	0,964	0,872	0,972	0,964	0,916	0,972	0,964	0,842	0,972	0,964	0,930
Maroc Tou.	0,990	0,980	0,968	0,990	0,980	0,976	0,990	0,982	0,938	0,988	0,980	0,952
Pixel test	Emissivités MODIS 2008											
	5 septembre			17 octobre			17 novembre			21 décembre		
	B. 32	B. 31	B. 29	B. 32	B.31	B. 29	B. 32	B. 31	B.29	B. 32	B. 31	B.29
Les Alpes	0,986	0,982	0,970	0,988	0,982	0,968	0,990	0,994	X	X	X	X
Dignac	0,986	0,982	0,964	0,988	0,982	0,968	X	X	X	X	X	X
Villalba	0,988	0,980	0,968	0,988	0,982	0,968	0,986	0,982	0,992	X	X	X
Moraleja	0,988	0,982	0,988	0,990	0,980	0,980	0,988	0,980	0,970	X	X	X
Casinos	0,992	0,984	0,988	0,990	0,974	0,986	0,994	0,984	0,996	X	X	X
São Matias	0,986	0,982	0,964	0,986	0,982	0,972	0,988	0,982	0,990	X	X	X
Maroc N.	0,988	0,980	0,984	0,976	0,972	X	0,994	0,978	0,930	X	X	X
Maroc Alg.	0,972	0,964	0,93	0,972	0,964	0,902	0,972	0,964	0,884	X	X	X
Algérie Gh.	0,982	0,964	0,814	0,972	0,964	0,840	0,972	0,964	0,812	X	X	X
Algérie Est	0,972	0,964	0,928	0,976	0,964	0,836	0,974	0,964	0,742	X	X	X
Maroc Tou.	0,992	0,982	0,972	0,988	0,98	0,944	0,988	0,982	0,958	X	X	X

Tableau 4.2 Emissivités MODIS sur les points de contrôle.

4.1.2 LSA SAF

Les produits de température LSA SAF (Land Surface Analysis Satellite Applications Facility) qui ont déjà été validés par plusieurs auteurs (Peres et al 2005, Madeira 2005) estiment la LST à partir des radiances SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) et seront introduits et comparés aux produits de température MODIS (LST résolution 6 km). Ils seront ensuite également utilisés pour valider les températures de surface obtenues par la méthode SpSm.

L'image suivante 4.8 est un exemple de ces produits LSA SAF correspondant au 18 juin 2008 à 22:00 UTC sur toute la zone d'étude.

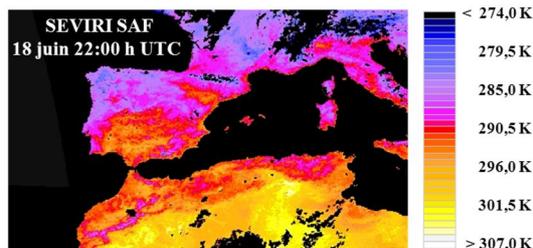


Figure 4.8 Exemple LST SEVIRI SAF.

L'image est analogue à la figure 4.4 et assez concordante en températures de surface comme l'on verra au paragraphe 4.1.4.1 suivant. Il faut noter que les produits SEVIRI sont plus influencés par la présence de nuages (plus de pixels noirs où la LST n'est pas calculée) que les produits MODIS. La raison vient des différentes méthodes de détection de nuages, qui dépendent des algorithmes utilisés, de la résolution spatiale des instruments, du bruit instrumental et de la réponse spectrale des différents instruments. Les deux algorithmes utilisées reposent sur le principe décrit par Nakajima et King 1990, l'hypothèse étant que la réflectance pour les longueurs d'onde incidentes sur les nuages qui ne sont pas absorbés, sont dominés par la profondeur optique des nuages (cloud optical thickness) et en même temps la réflectance des longueurs d'onde absorbées dépend principalement de la taille des particules qui forment le nuage.

La méthode utilisée sur les produits SEVIRI, la CPP (Cloud Optical Properties), décrite dans Roebeling et al 2006, utilise le canal SEVIRI 1.6 μm pour les données d'absorption et le 0.6 μm comme non absorbatif.

En revanche MODIS utilise le canal 2.1 μm comme radiation absorbée par les nuages, le 0.6 μm pour la mer et 0.8 μm pour la Terre comme radiation non absorbée (Platnick et al 2003).

Caractéristiques du capteur SEVIRI (Schmetz et al 2002)

Le capteur est le produit clé de la charge utile du satellite MSG (Meteosat Second Génération), il a douze canaux opérant dans les domaines du visible, de l'infrarouge moyen et de l'infrarouge thermique comme montre la figure 4.9 suivante.

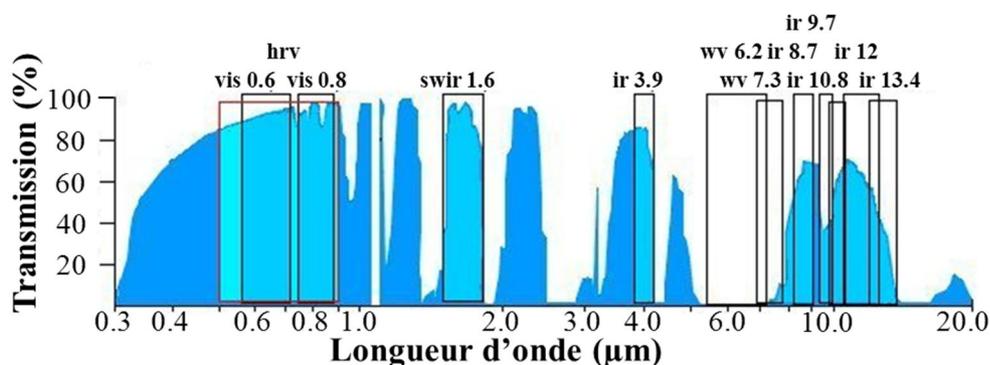


Figure 4.9 Bandes spectrales du capteur SEVIRI et transmission atmosphérique.

A noter que dans le domaine de l'infrarouge moyen de 5,7 à 7,1 μm , l'atmosphère est opaque, en raison de l'absorption des rayonnements de ce domaine de longueur d'onde par les molécules d'eau présentes (Aminou et al 1997) et les canaux qui opèrent dans ce domaine « Water Vapor », donnent des informations justement sur la teneur totale en vapeur d'eau de l'atmosphère mais ne fournissent pas d'information sur la surface.

Le tableau suivant 4.1 est un résumé de caractéristiques principales des 12 bandes spectrales SEVIRI.

Paramètres	Bandes spectrales (longueur d'onde en μm)											
	HRV	VIS 0.6	VIS 0.8	SWIR 1.7	IR 3.9	WV 6.2	WV 7.3	IR 8.7	IR 9.7	IR 10.8	IR 12	IR 13.4
Longueur d'onde (μm)	VIS 0.5-0.9	VIS 0.6-0.7	VIS 0.7-0.9	IR 1.5-1.8	IR 3.5-4.4	IR 5.3-7.1	IR 6.8-7.9	IR 8.3-9.1	IR 9.4-9.9	IR 9.8-11.8	IR 11-13	IR 12.4-14
Résolution spatiale	1 km	3km	3km	3km	3km	3km	3km	3km	3km	3km	3km	3km
N. de lignes	11136	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712
N. de colonnes	5568	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712	3712
Champ total d'observation	11200 x 5600 km	11200 km	11200 km	11200 km	11200 km	11200 km	11200 km	11200 km	11200 km	11200 km	11200 km	11200 km

Table 4.1 Principales caractéristiques du capteur SEVIRI

Orbite et acquisition des données SEVIRI:

Le satellite tourne à 100 tours par minute autour d'un axe parallèle à l'axe Nord-Sud de la Terre. Le télescope du radiomètre de Météosat est dirigé vers la Terre par un miroir et balaie à chaque révolution du satellite une étroite bande de la surface de la Terre. L'angle de balayage correspondant, de 18° , dure 30 ms. Pendant les 570 ms suivantes, le télescope vise l'espace et cette durée est utilisée pour modifier l'orientation du miroir, de façon qu'au tour suivant, il balaie au sol une bande contigüe à la précédente, mais plus au nord. L'acquisition complète de 3712 lignes d'image à l'aide de 3 détecteurs exige environ 1250 révolutions du satellite, accomplies en 12 minutes 30 s. Les 2 minutes 30 s suivantes pour compléter le cycle temporel du capteur sont consacrées au retour du miroir à sa position initiale. La phase de non-acquisition de données est mise à profit pour calibrer les détecteurs.

La figure suivante 4.10 montre des exemples de données de radiance SEVIRI dans différents canaux.

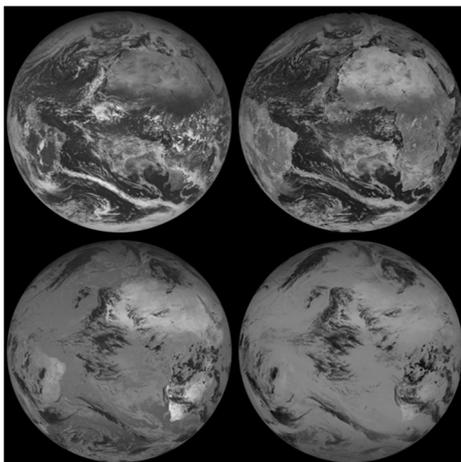


Figure 4.10 Exemple images SEVIRI, canal VIS 0.6, SWIR 1.6, IR 3.9 et IR 13.4 respectivement. L'image suivante 4.11 est un exemple d'acquisition « simultanée » de données SEVIRI et MODIS pour la zone d'étude d'une image de jour et une autre de nuit, correspondantes à une des dates retenues pour effectuer la validation.

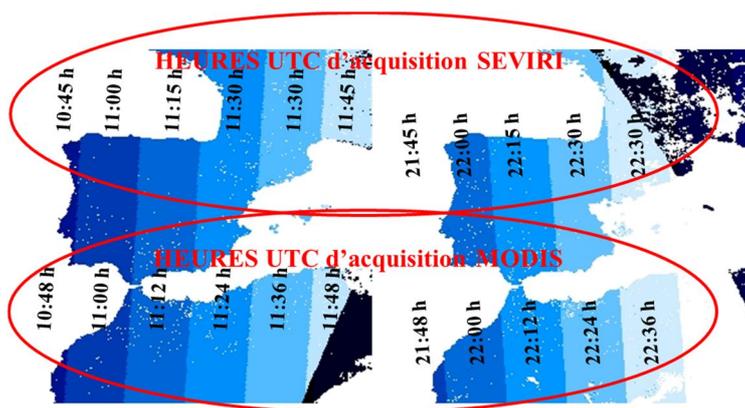


Figure 4.11 Heure d'acquisition SEVIRI (en haut) et MODIS (en bas), pour le 8 avril 2008 en passage MODIS jour (à gauche) et nuit (à droite).

SEVIRI fournit une image de la zone d'étude tous les 15 minutes, alors que pour MODIS on a seulement une image de jour et une de nuit.

4.1.3 Méthode TISI pour l'obtention des émissivités et températures

En plus d'utiliser des produits températures/émissivités, nous avons également décidé d'estimer nos propres données à partir d'une méthode développée dans notre équipe : l'algorithme TISI (Becker et Li 1990) qui estime les émissivités et les températures directement à partir des radiances SEVIRI. Cette méthode a déjà été appliquée et validée pour des estimations de LSE à partir de données AVHRR (Goïta et Royer 1997 ; Nerry et al 1998 ; Sobrino 2001 ; Petitcolin et al 2002a et 2002b ; Dash et al 2005) et à partir des données MODIS (Petitcolin et Vermote 2002).

Deux calculs de TISI seront réalisés simultanément : un de nuit ($TISI_{nuit}$) où le rayonnement solaire est nul et un de jour ($TISI_{jour}$) où cette contribution n'est plus négligeable dans la bande 3-5 μ m.

L'hypothèse qui permettra d'ajouter l'équation manquante au problème considère que les rapports entre les émissivités ne changent pas entre le jour et la nuit:

$$TISI_{\text{jour}} = TISI_{\text{nuit}}$$

4.1.4 Comparaison des températures des différents produits LST

Dans ce paragraphe, des comparaisons entre les différentes sources de LST utilisées dans ces travaux, qui sont les températures de surface LST MODIS, LST LSA SAF et LST SEVIRI TISI seront présentés afin de déterminer quel produit est le plus adéquat à utiliser. Pour chaque comparaison, une image de jour et une image de nuit ont été utilisées et les différences entre chaque source de LST sont étudiées.

Nous avons pris les températures MODIS comme référence pour cette comparaison car elles sont construites à partir des pixels les plus résolus (1 km) et les produits ont déjà été validés par de nombreux auteurs (Coll et al 2009 ; Wan 2008 ; Wan et Li 2008 ; Coll et al 2005 ; Snyder et al 1998 ; Wan et al 2002 ; Bosilovich 2006). Par contre ces données ne sont pas adéquates pour valider les températures IASI car, du fait des deux passages journaliers de MODIS, la coïncidence en temps avec les données IASI est rare et cela restreint les points de contrôle.

La zone d'étude pour les comparaisons s'étend de 15 E à 15 O et de 30N à 48N (voir figure 3.10). Nous représentons dans tous les cas la LST observée en fonction de la LST MODIS sous forme de 3 graphes. Dans le premier graphes nous indiquons la covariance (*Cov*), la déviation standard de la différence (*Sdd*) Cohen 1988, l'écart type de Pearson (*Et*) et le nombre de points utilisé pour la comparaison. Dans le deuxième graphe nous appliquons une régression linéaire et dans le troisième graphe une régression linéaire passant par l'origine.

La covariance est la moyenne des produits des écarts pour chaque paire de points de deux jeux de données elle permet d'évaluer le sens de variation de deux variables et qualifier l'indépendance. Si la covariance est nulle, les variables étudiées seront totalement indépendantes.

$$Cov = \frac{\sum (x_a \cdot x_b)}{n} - \frac{\sum x_a}{n} \cdot \frac{\sum x_b}{n} \quad (4.1)$$

où les x_a et x_b sont des variables et n est le nombre de données.

Le *Sdd* est défini comme une évaluation standardisée de la différence, et a été utilisée pour comprendre l'effet combiné d'autres facteurs qui influent sur cette différence:

$$Sdd = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum (x_a - x_b)^2 - \left(\frac{\sum x_a - \sum x_b}{n-1} \right)^2} \quad (4.2)$$

L'écart type de Pearson mesure la dispersion des valeurs par rapport à la valeur moyenne

$$Et = \sqrt{\frac{\sum ((x_a - x_b) - (x_a - x_b))^2}{n}} \quad (4.3)$$

4.1.4.1 MODIS vs LSA SAF

En étudiant les graphes de température MODIS et SAF pour la zone d'étude, figure 4.11, on remarque pour les images de jour un biais significatif pouvant aller jusqu'à 5° entre les températures MODIS et SEVIRI avec une sous-estimation des températures MODIS. La nuit, certainement dû à l'homogénéisation des températures, ce biais est moins important. Ces différences peuvent provenir des différents algorithmes utilisés pour extraire les températures. Ce phénomène est déjà observé dans Soria et al 2008.

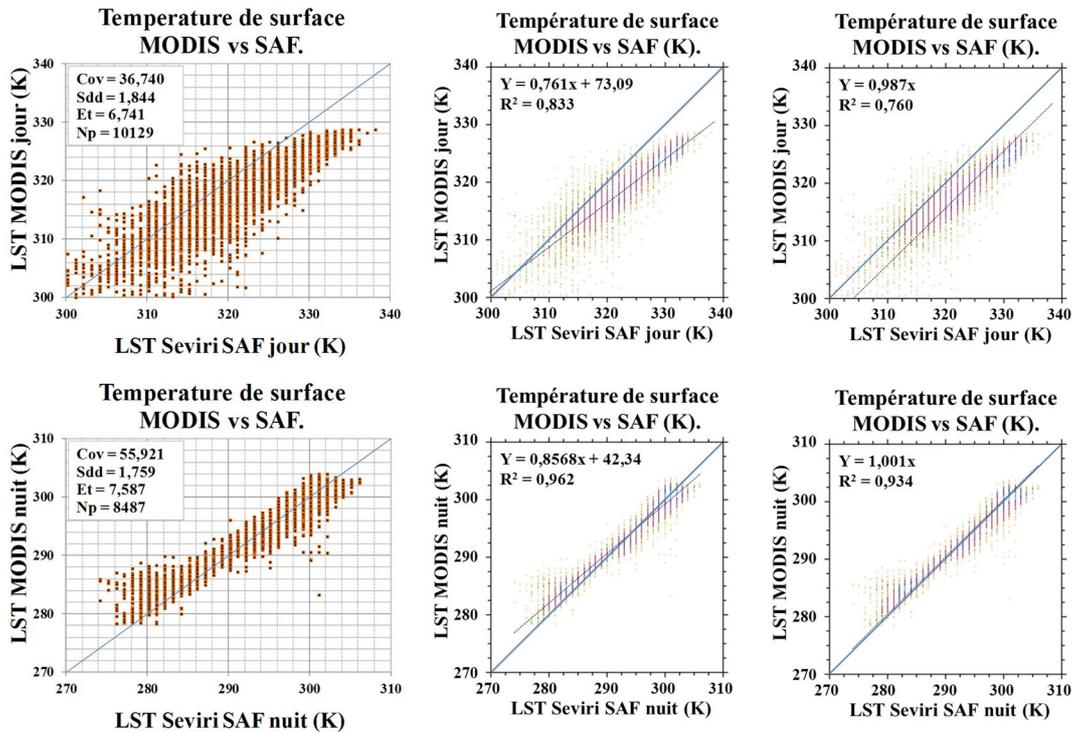


Figure 4.12 Dispersion LST MODIS et SAF pour le 3 juillet 2008. En haut image de jour et en bas image de nuit.

La figure 4.13 de façon analogue, présente une comparaison des températures de surface (LST), mais cette fois ci, elles correspondent aux 11 points de contrôle choisis pour valider la méthode SpSm avec à gauche le 3 juillet 2008 et à droite toutes les dates retenues dans l'étude.

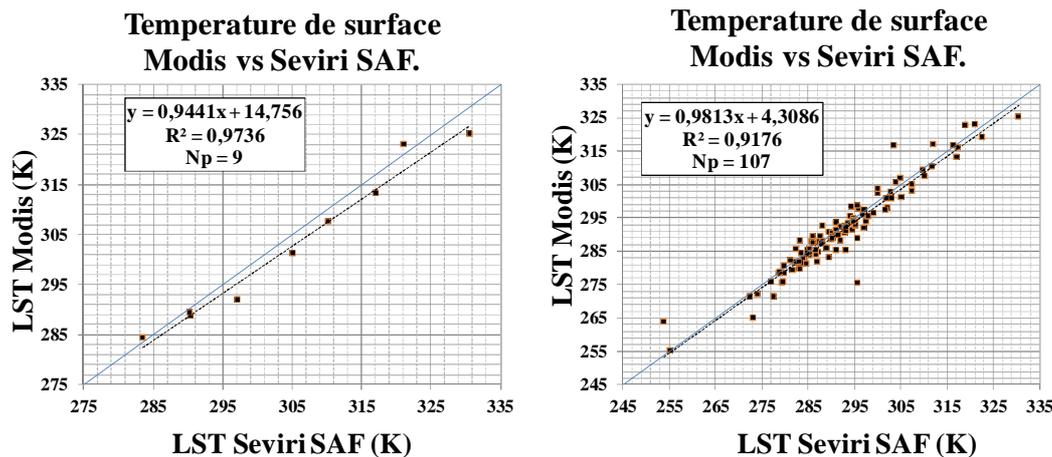


Figure 4.13 Comparaison LST MODIS vs SEVIRI SAF pour les points de contrôle, à gauche pour le 3 juillet 2008 et à droite pour toutes les dates retenues (table 4.2).

La figure 4.13 montre une bonne concordance entre les températures MODIS et SAF, avec un $R^2 > 0.9$.

4.1.4.2 MODIS vs TISI

Une autre possibilité d'obtenir les températures de surface (LST) est l'utilisation des données SEVIRI avec la méthode TISI (Becker et Li 1990).

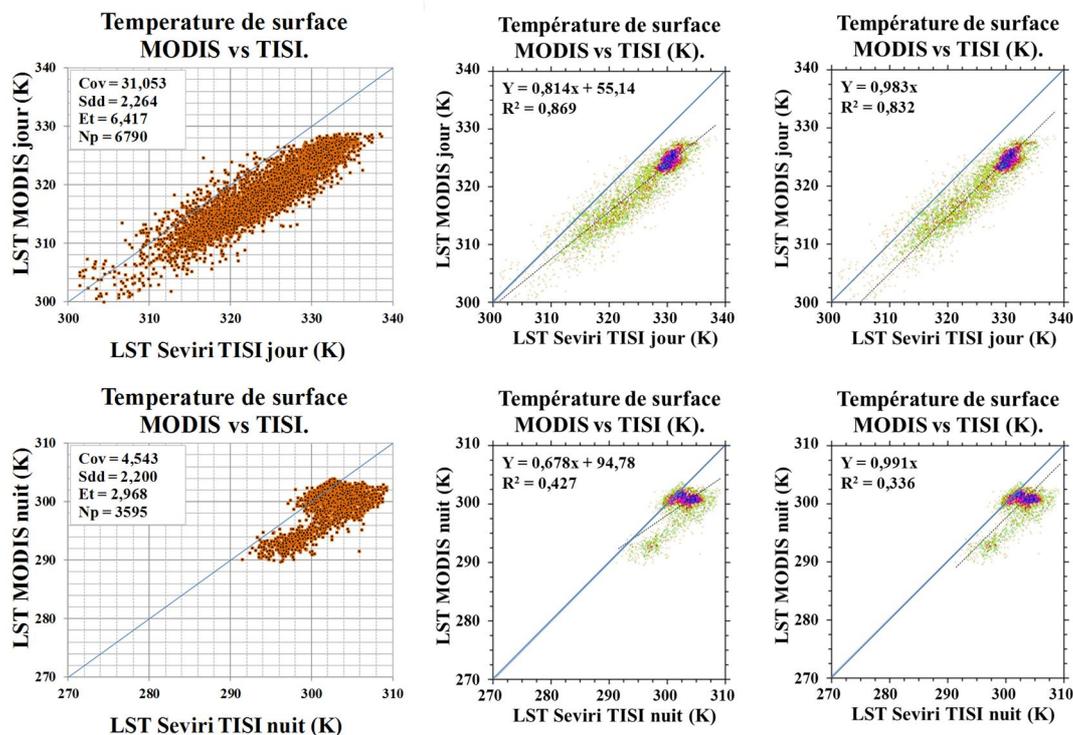


Figure 4.14 Dispersion LST MODIS et LST SEVIRI TISI pour le 3 juillet 2008. En haut, image de jour et en bas, image de nuit.

La figure 4.15 est analogue à la figure 4.14 mais uniquement sur les points de contrôle

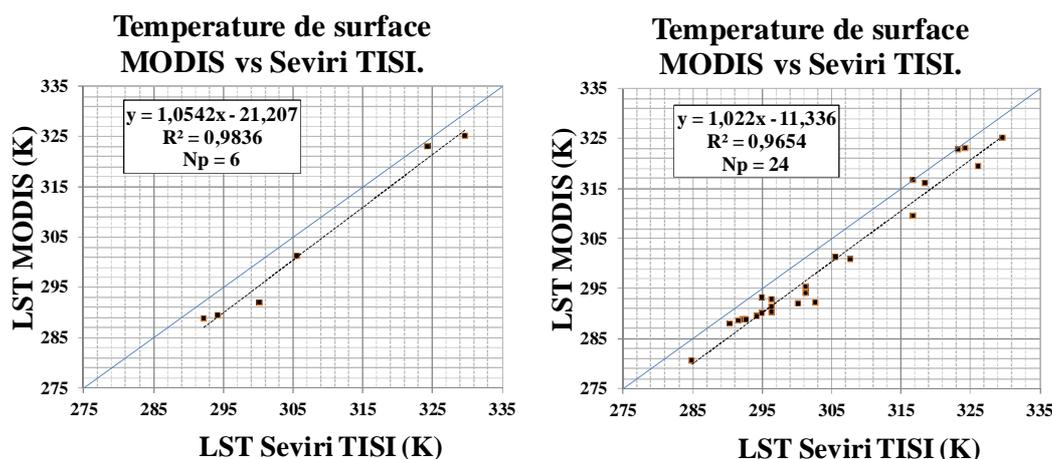


Figure 4.15 LST MODIS vs SEVIRI TISI. A gauche pour le 3 juillet 2008 et à droite pour toutes les données TISI disponibles.

En regardant les images de température TISI et MODIS pour la zone d'étude (voir figure 4.14), on remarque un biais significatif avec des différences pouvant aller jusqu'à 15° entre les températures TISI et MODIS avec une surestimation des températures TISI, tant pour les cas de nuit que de jour.

Des écarts importants sont observés entre les températures MODIS et TISI.

4.1.4.3 SEVIRI SAF vs SEVIRI TISI

La dernière comparaison entre les produits de validation réalisée est la validation des températures SEVIRI SAF en fonction des températures SEVIRI TISI.

Cette comparaison n'apportant pas de nouveaux éléments à l'analyse elle n'est montrée qu'à titre informatif, les résultats étant très similaires à ceux de la comparaison entre MODIS et SEVIRI TISI tant pour toute la zone d'étude, figure 4.16, comme pour les points de contrôle, figure 4.17.

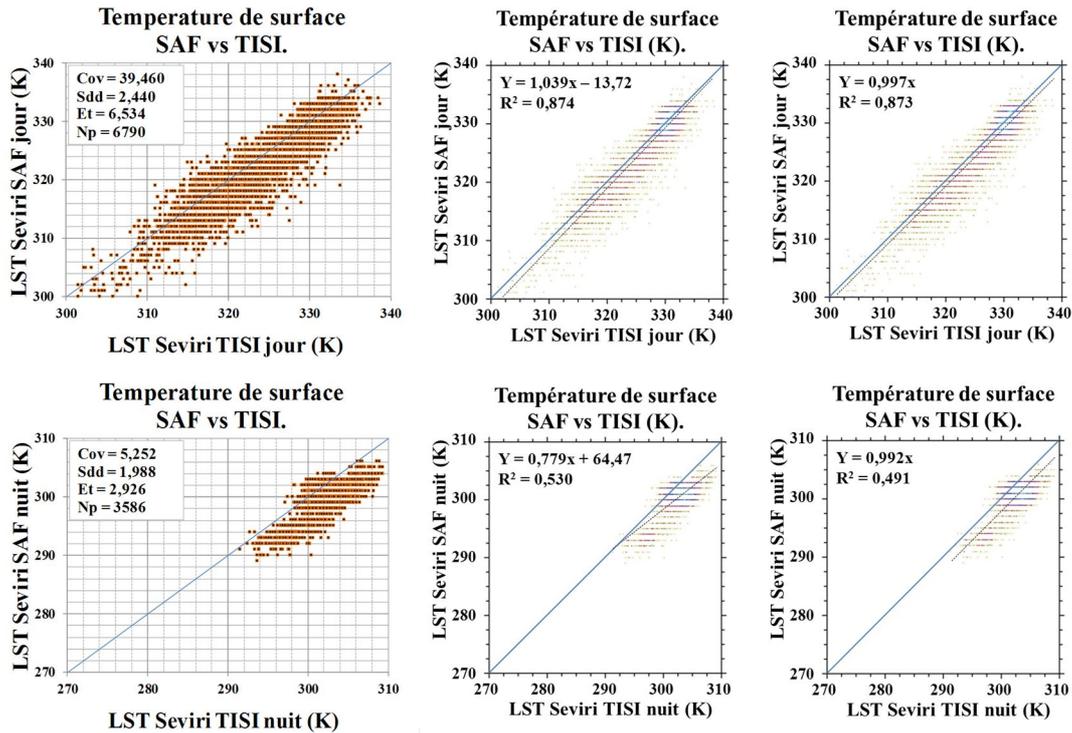


Figure 4.16 Dispersion LST SEVIRI TISI et SAF pour le 3 juillet 2008. En haut image de jour et en bas image de nuit.

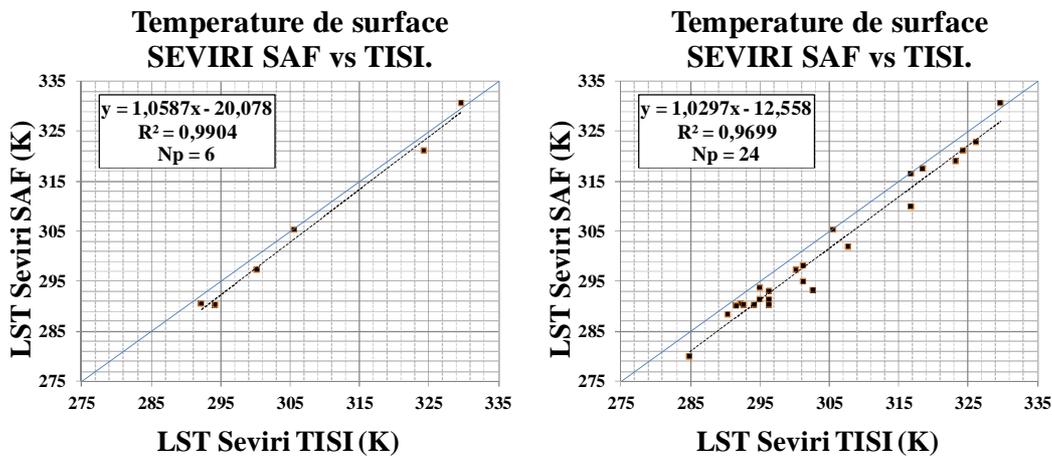


Figure 4.17 A gauche le 3 juillet ; à droite toutes les données TISI disponibles.

4.1.5 Conclusion sur les produits de validation

La conclusion des comparaisons des LST MODIS avec LST SEVIRI SAF et LST TISI est que le produit LST SEVIRI SAF est le plus adéquat pour valider les températures SpSm IASI. Nous avons montré que bien que les températures de surface soient estimées par des méthodes et des types de données très différentes les produits MODIS et LST SEVIRI SAF présentent une bonne concordance mis à part un biais pour les images de jour. Ce biais a été observé par d'autres auteurs pour les températures MODIS et ne met donc pas en cause la validité des données SAF. Les données MODIS

et SAF seront utilisables indistinctement, avec la précaution que SEVIRI fournit des images de la zone d'étude tous les 15 minutes et MODIS enregistre typiquement deux images par jour en couvrant cette même zone.

Par contre les données LST SEVIRI TISI ont montré des biais très importants et seront exclues de la validation. Elles ne seront présentées qu'à titre informatif.

4.2 Validation des résultats de la méthode SpSm

Dans ce point, la validation des températures et émissivités obtenues en appliquant la méthode SpSm sur des données réelles IASI est présentée.

4.2.1 Température

L'image suivante 4.18 est une comparaison des températures de surface obtenues pour les dates retenues et les points de contrôle après application de la méthode de calcul SpSm, avec les données de température MODIS (à gauche) et SEVIRI SAF (à droite). Les données de température MODIS ne sont utilisées que si elles sont acquises dans un intervalle inférieur à 2 heures par rapport à l'acquisition de l'image IASI.

Les points du graphe ont été ajustés à une ligne de régression dont l'équation et le coefficient de corrélation sont donnés comme aussi le nombre de points.

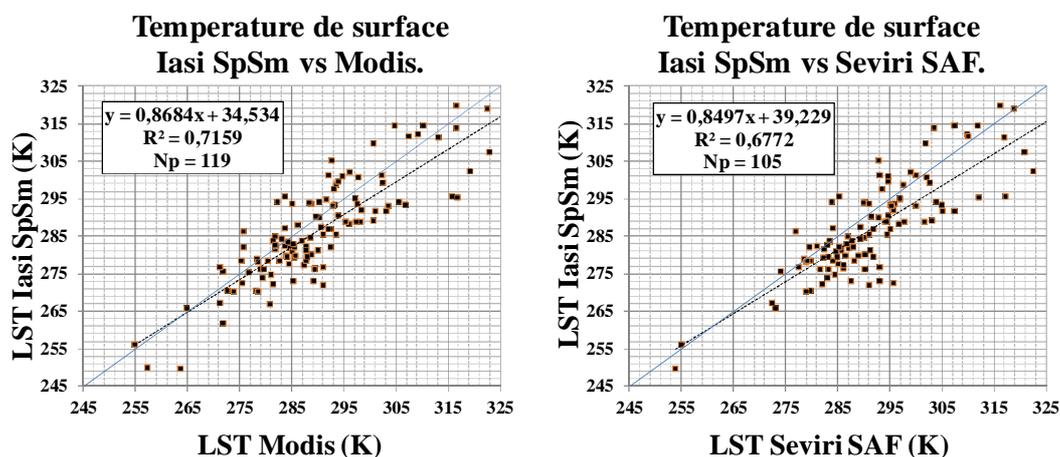


Figure 4.18 Validation des températures SpSm estimées sur les points de contrôle et pour toutes les dates. A droite vs SEVIRI SAF, à gauche vs MODIS.

Pour la validation MODIS il y a 119 points de 121 possibles et pour SEVIRI seulement 105. La différence réside principalement dans la couverture nuageuse (voir paragraphe 4.2.1 et Deneke et al 2007).

La figure 4.19 suivante représente, comme la 4.17, les températures de surfaces estimées avec la méthode SpSm en fonction des températures MODIS. Dans ce cas les acquisitions de nuit (à droite) et de jour (à gauche) ont été séparées pour chercher s'il existe des différences dans la validation.

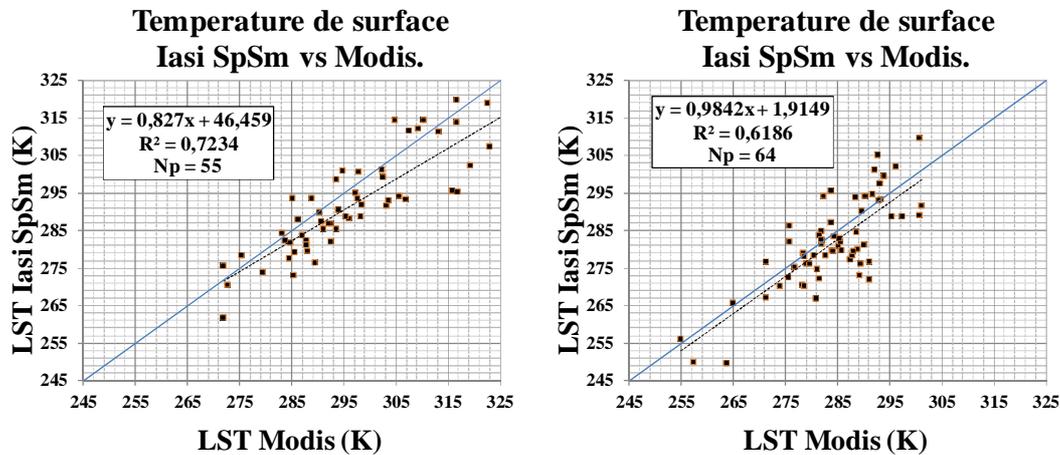


Figure 4.19 Validation des températures SpSm estimées sur les points de contrôle et pour toutes les dates vs MODIS. A droite de nuit, à gauche de jour.

L'analyse visuelle de l'image donne à penser que, mises à part les températures plus hautes pendant la journée, la dispersion de points sur l'image de nuit est plus importante que celle correspondant à des situations de jour. Cependant, si on considère le coefficient de la droite de régression, celle de nuit s'ajuste mieux aux données.

Elle indique une meilleure concordance pour les mesures de nuit entre les températures SpSm et MODIS, que pour les températures de jour et effectivement une dispersion de données plus importante la nuit.

Nous avons répété l'expérience avec des données de température LSA SAF.

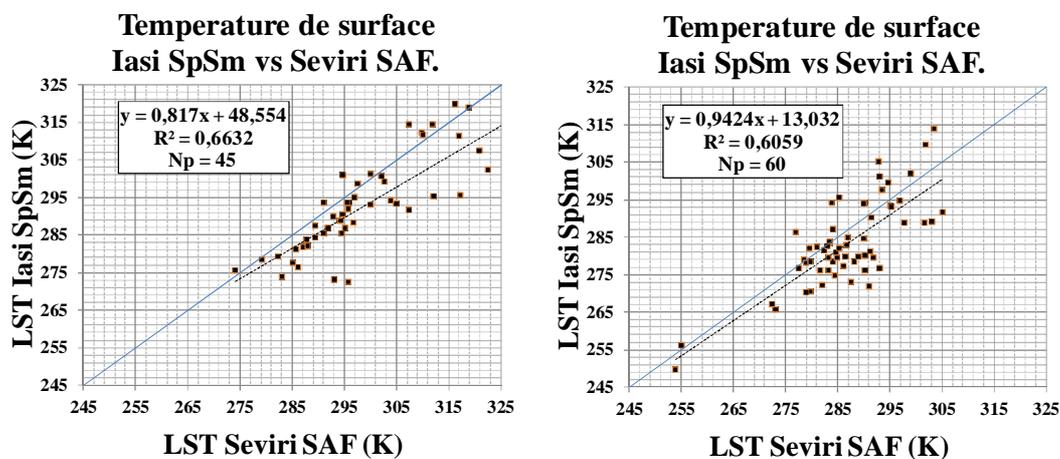


Figure 4.20 Validation des températures SpSm estimées sur les points de contrôle et pour toutes les dates vs SEVIRI. A droite de nuit, à gauche de jour.

L'analyse de la figure 4.20, montre un comportement similaire des températures SpSm en relation avec les données SEVIRI SAF et les données MODIS.

Une explication possible sans doute réside dans la stabilité des couches atmosphériques pendant la nuit, ce qui donne une meilleure caractérisation du profil atmosphérique et donc une correction atmosphérique plus exacte avec comme conséquence une application de la méthode SpSm plus satisfaisante. De plus, comme nous l'avons déjà démontré expérimentalement au § 2.3.1.1 (Sensibilité de la méthode aux bruits atmosphériques), la méthode SpSm fournit de moins bons résultats pour les températures de surface hautes que pour les températures plus froides.

Pour affiner l'étude, nous avons cherché à voir si les résultats LST SpSm pouvaient être meilleurs pour des expériences d'hiver ou d'été. Les figures suivantes 4.21 et 4.22, qui correspondent aux températures SpSm retrouvées l'hiver et l'été 2008 respectivement, montrent une plus grande dispersion de températures l'été. Il faut cependant considérer que l'amplitude en température est plus importante l'été, l'hiver étant plus homogène en température.

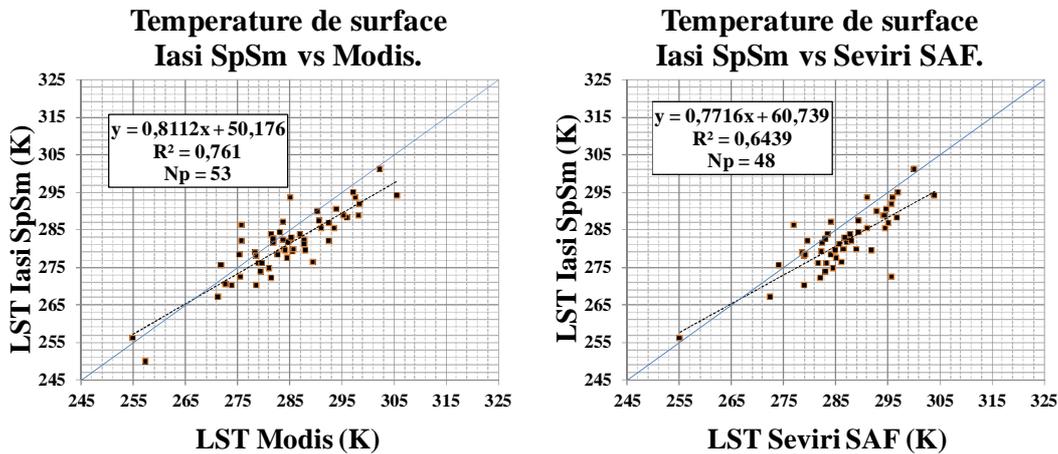


Figure 4.21 Validation pour des situations d'hiver (janv-mars et oct-nov) avec MODIS à gauche et SEVIRI à droite.

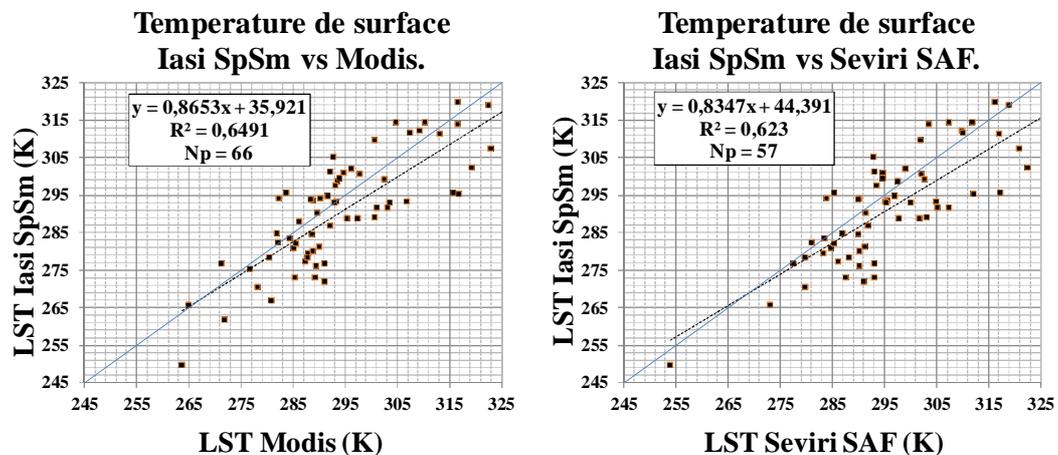


Figure 4.22 Validation pour des situations d'été (avril-sept) avec MODIS à gauche et SEVIRI à droite.

La séparation hiver-été n'a pas permis de montrer des différences importantes pour la validation. Bien que la dispersion de températures soit plus importante en été, les droites de régression sont légèrement meilleures aussi pour l'été, tant en utilisant les données MODIS que SEVIRI.

Un dernier test de validation des températures de surface SpSm a été de séparer en trois groupes les points de contrôle en fonction du contenu en végétation (voir les figures 4.23, 4.24 et 4.25).

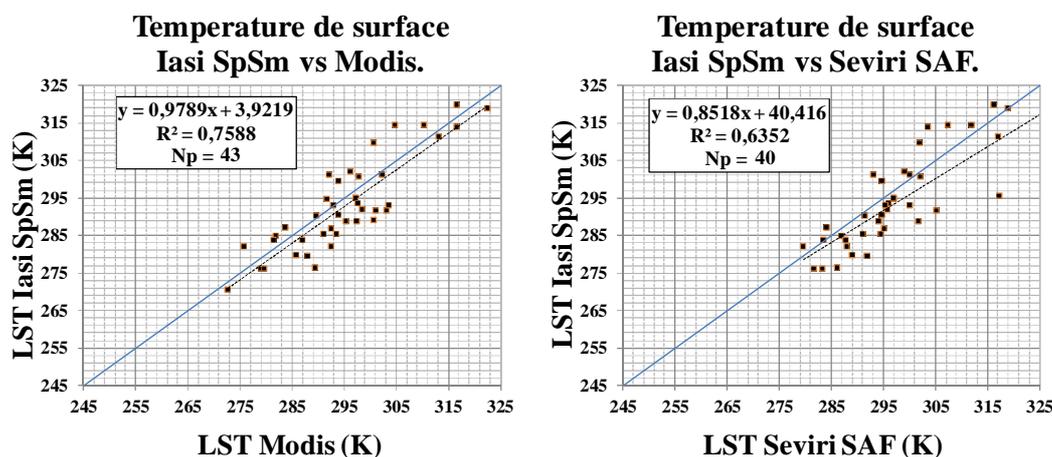


Figure 4.23 Validation LST pour les points de contrôle désertiques (Maroc Nord, Maroc Algérie, Algérie Ghardasa et Algérie Est).

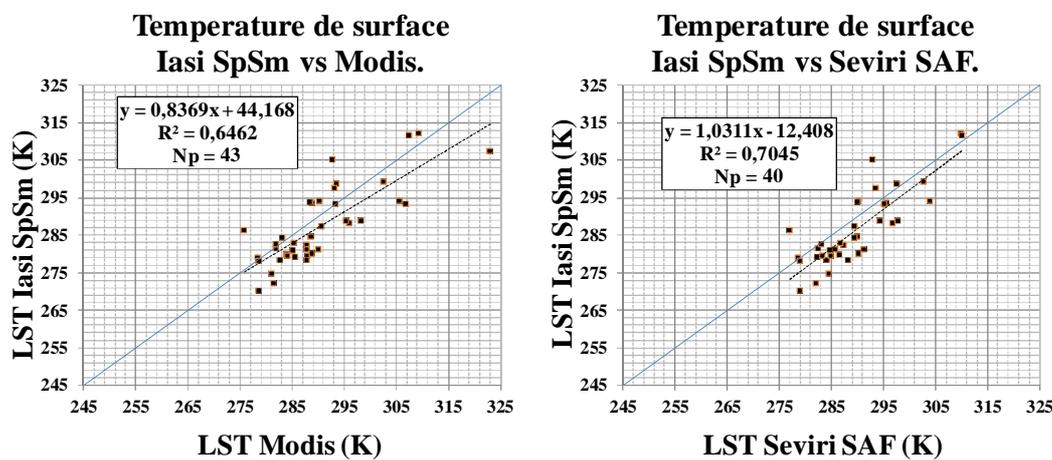


Figure 4.24 Validation LST pour les points de contrôle avec végétation moyenne (La Moraleja, Casinos, São Matias et Maroc Toubkal).

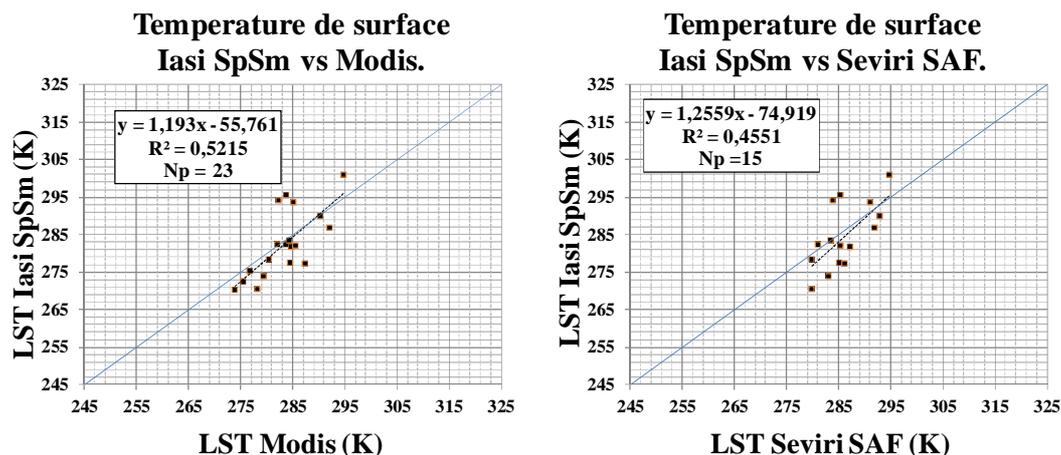


Figure 4.25 Validation LST pour les points de contrôle avec beaucoup de végétation (Dignac et Villalba).

Tous ces résultats sont résumés dans le tableau suivant où a est la pente de la droite de régression, b, l'ordonnée à l'origine, r^2 , le coefficient de corrélation et Np, le nombre de points concernés.

	MODIS				SEVIRI SAF			
	a	b	r^2	Np	a	b	r^2	Np
Toutes dates et tous points de contrôle	0,8684	34,534	0,716	119	0,8497	39,229	0,677	105
Toutes dates et tous points de contrôle Nuit	0,9842	1,915	0,619	64	0,9424	13,032	0,606	60
Toutes dates et tous points de contrôle Jour	0,8270	46,459	0,723	55	0,8170	48,554	0,663	45
Été Tous points de contrôle	0,8653	35,921	0,649	66	0,8347	44,391	0,623	57
Hiver Tous points de contrôle	0,8112	50,176	0,761	53	0,7716	60,739	0,644	48
Points de contrôle désertique	0,9789	3,922	0,759	43	0,8518	40,416	0,635	40
Points de contrôle Végétation moyenne	0,8370	44,168	0,646	43	1,031	-12,408	0,705	40
Points de contrôle Végétation forte	1,1930	-55,761	0,522	23	1,256	-74,919	0,455	15

Tableau 4.3 Résultats des différentes régressions.

Ce tableau montre en général une bonne corrélation entre les LST MODIS et SEVIRI SAF et les LST SpSm IASI sauf pour le cas de végétation forte mais où le nombre de points n'est pas significatif. Il montre également une légère prépondérance pour les données MODIS. Ce résultat est un peu curieux car les données MODIS ne sont pas forcément en exacte coïncidence temporelle avec les données IASI comme l'on peut constater sur l'image 4.26 suivante où sont représentées toutes les acquisitions simultanées MODIS et SEVIRI en fonction d'heures locales UTC d'acquisition IASI.

Une explication possible est dans le temps d'acquisition, car le passage MODIS sur les points de contrôle est de façon quasi systématique un peu (moins de deux heures) en retard sur les acquisitions IASI. Pour les mesures de jour, cette différence peut s'avérer être importante du fait de la variation diurne de la température parce qu'il faut considérer la variation de la position du soleil définie par

deux angles caractérisant l'altitude et l'azimut solaire qui dépendent de la latitude, l'heure solaire et le jour julien (J) (Oke 1987), ce qui implique une radiation solaire plus importante et donc une augmentation de la température de surface et les contributions propres de l'atmosphère et la surface. Pour la nuit, la variation des températures dans un intervalle relativement court est plus faible car toute l'énergie que perd ou gagne la surface terrestre provient de l'émission propre et du rayonnement atmosphérique descendant (L_{down}). Si on observe la figure 4.26, on constate que les différences d'acquisition MODIS – IASI, sont plus importantes la nuit (à droite sur la figure) que le jour (à gauche), réduisant l'importance donc l'impact de ces différences temporelles.

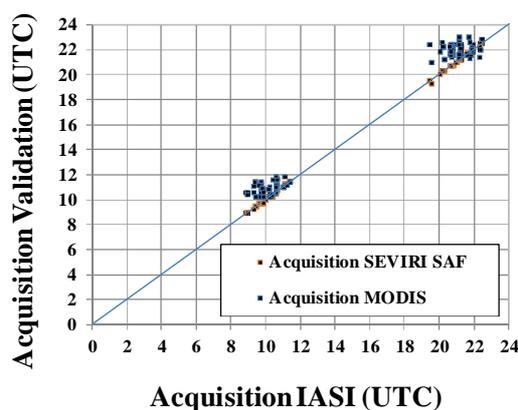


Figure 4.26 Horaires d'acquisition données MODIS, SEVIRI et IASI.

Un dernier test de validation des températures retrouvées, montré sur la figure 4.27, consiste à réaliser une classification des températures SpSm en fonction du contenu en eau précipitable en g/cm^2 (H). Nous avons représenté les LST retrouvés en fonction des LST SEVIRI SAF pour H plus petit que 1.5, 2, 3, 4, 5 et 6 g/cm^2 respectivement.

Les résultats de ce test montrent qu'une augmentation du contenu en eau précipitable induit une détermination incorrecte de la température de surface. Un résultat similaire avait été déjà montré au paragraphe 2.3.1 (Application de la méthode SpSm) avec de données de simulation. La raison en est la difficulté à réaliser une bonne correction atmosphérique quand l'atmosphère est trop humide. En ce reportant à la figure 2.17 qui montre les paramètres atmosphériques d'un profil humide et d'un profil sec, on constate que pour les profils humides les paramètres atmosphériques sont nettement plus bruités que pour un profil sec, rendant difficile les corrections atmosphériques.

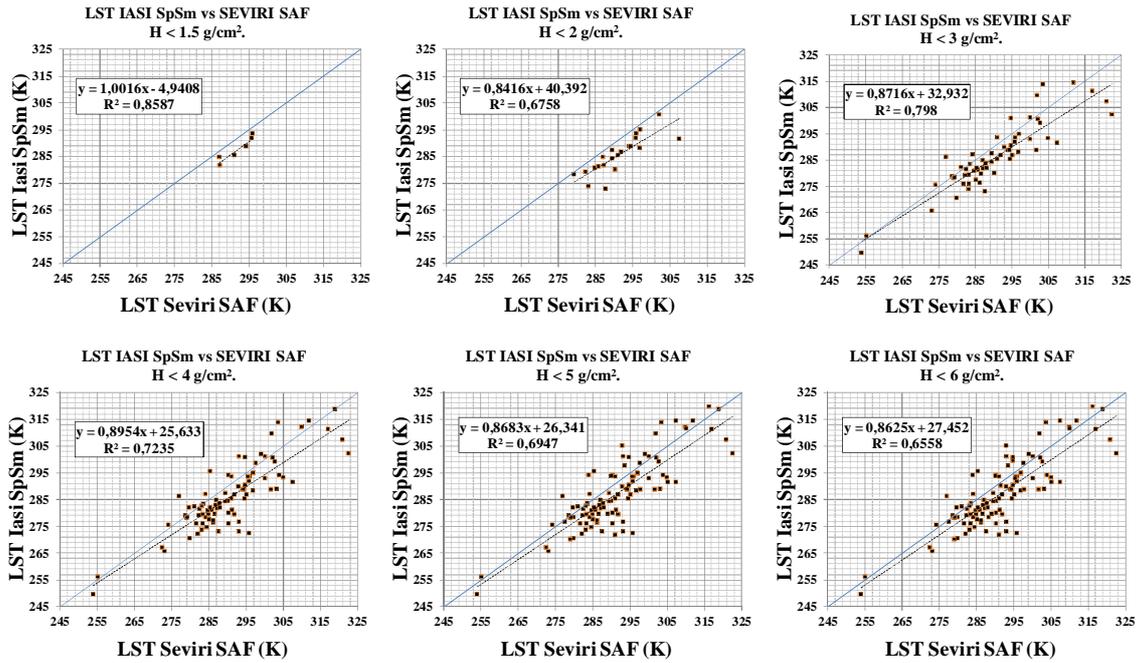


Figure 4.27 Validation températures retrouvés pour différentes classes d'atmosphère.

4.2.2 Emissivité

Pour valider l'estimation des émissivités obtenues avec la méthode SpSm, les produits d'émissivité MODIS (Snyder et al 1998) seront utilisées (points jaunes sur la figure 4.28) et les résultats de l'application de la méthode TISI (Becker et Li 1990) (carrés bleus sur la figure 4.28). La figure 4.28 montre aussi deux spectres d'émissivité provenant de la librairie spectrale ASTER (Baldrige et al 2009) introduite au deuxième chapitre, qui sont deux spectres de Quartz (SiO_2) pur, le premier (en rouge foncé) étant obtenu d'un échantillon du minéral solide et le deuxième (en vert) composé de particules de taille comprise entre 75 et 250 μm . Ces spectres mesurés en laboratoire, sont montrés uniquement pour se fixer les idées car un spectre d'émissivité d'une zone de 25 x 25 km^2 , ne serait jamais comparable à un spectre mesuré en laboratoire sur un échantillon de quelques cm^2 . Cependant, ces spectres ASTER seront un bon complément à la validation des émissivités avec les données MODIS et SEVIRI car ils donnent des informations sur la forme du spectre alors que MODIS et SEVIRI disposent seulement de trois canaux chacun dans le domaine spectral étudié.

La figure 4.28 montre les résultats de l'inversion SpSm sur le point de contrôle désertique « Algérie Ghardasa ». Cette zone test a été choisie pour montrer cette validation parce que, si on observe la validation de températures (figure 4.23), les zones désertiques sont celles où on obtient les résultats les plus consistants en température aussi bien en utilisant les températures MODIS que SEVIRI. Sur l'entête de chaque image de la figure 4.28, le contenu en eau précipitable (H) a été noté.

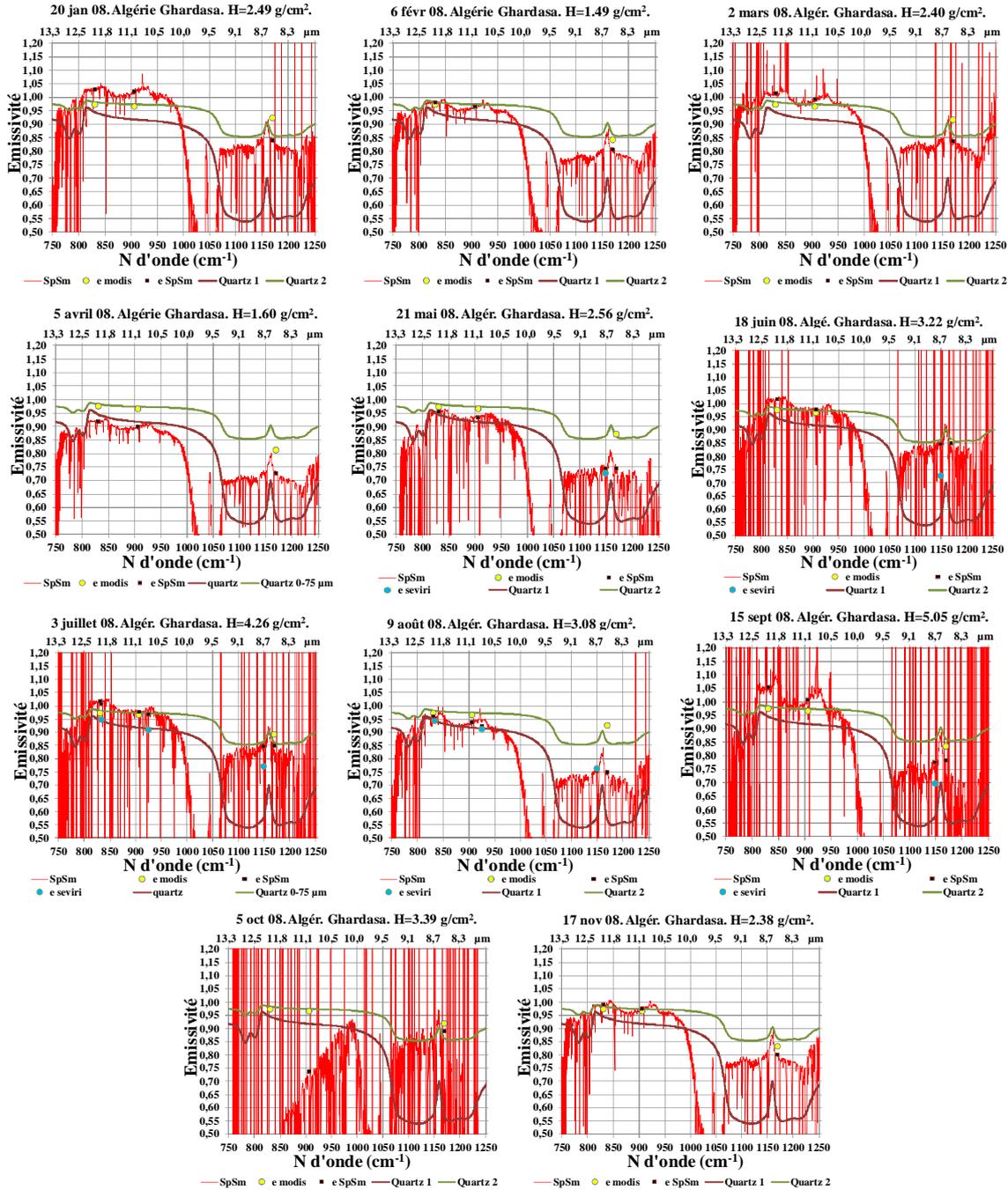


Figure 4.28 Spectre d'émissivité SpSm sur le point de contrôle Algérie Ghardasa pour l'année 2008.

En regardant les spectres d'émissivité reconstruits pour les différences dates de l'année 2008 avec la méthode SpSm, la première constatation est l'évolution temporelle des spectres, mis à part la présence du bruit qui peut être plus importante d'une date à l'autre, la raison résidant dans l'estimation de la température de surface (§ 4.2.1). On constate également que la forme des courbes reste un à peu près constante (sauf pour le 5 octobre très bruité). Si on regarde le pic très prononcé qu'il y a sur toutes les images (même sur l'image du 5 octobre) pour le nombre d'onde 1170 cm^{-1} (pic représentatif du

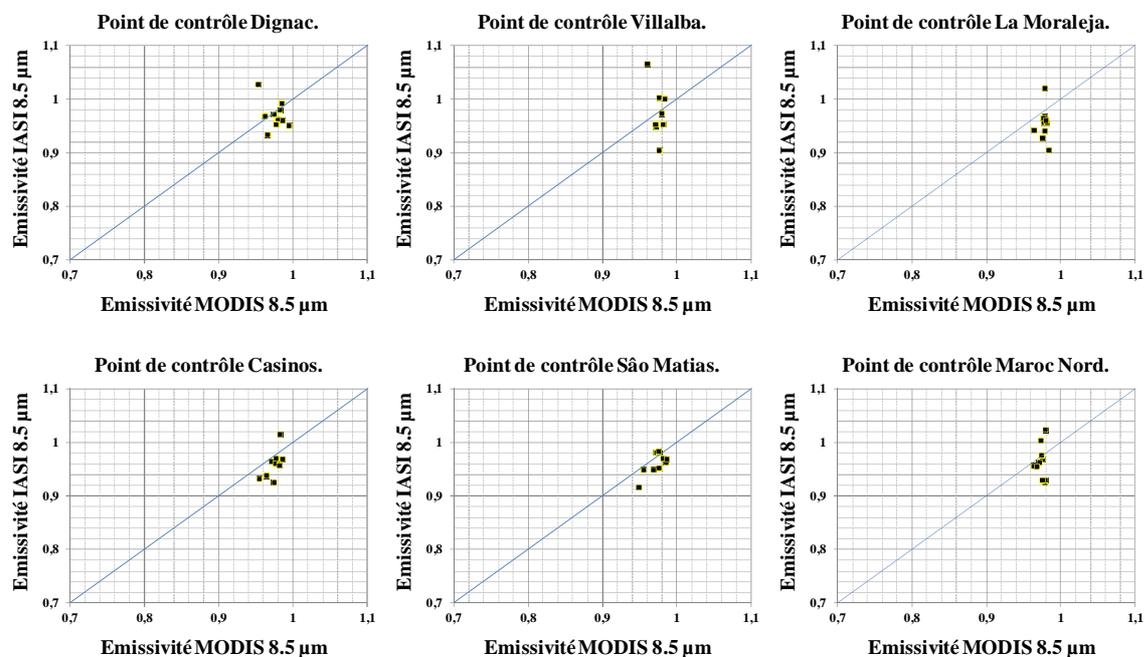
spectre d'émission du quartz), les valeurs oscillent entre 0.8 et 0.9, c'est-à-dire une variation supérieure à 10 %.

Quant à la validation, il faut noter que les données MODIS sont habituellement proches du spectre de Quartz 2 (particules de SiO_2) et que par contre les quelques émissivités SEVIRI dont on dispose sont toujours très proches de l'autre quartz (Quartz pur solide). Les spectres SpSm typiquement sont entre les deux courbes de quartz.

Sur la figure, on remarque deux autres maxima sur le spectre retrouvé, respectivement aux environs des nombres d'onde 840 et 920 cm^{-1} . Ces pics ne correspondent pas au quartz et ils apparaissent sur tous les spectres SpSm (voir le annexe B) ce qui laisse à penser à une caractéristique propre de la méthode de séparation ou de la technique employée pour la correction atmosphérique et sans relation avec les émissivités recherchées.

On constate une relation certaine entre le contenu en eau dans l'atmosphère et le bruit dans le spectre d'émissivité reconstruit.

Si on regarde les variations d'émissivité MODIS (annexe C), la bande 29 centrée en 8.5 μm est celle qui présente les plus importantes variations. La figure 4.29 suivante montre pour les différents points de contrôle, une représentation des émissivités retrouvées SpSm en fonction des émissivités MODIS dans la bande spectrale 8.5 μm , après normalisation des résultats en utilisant la bande MODIS 31 comme référence.



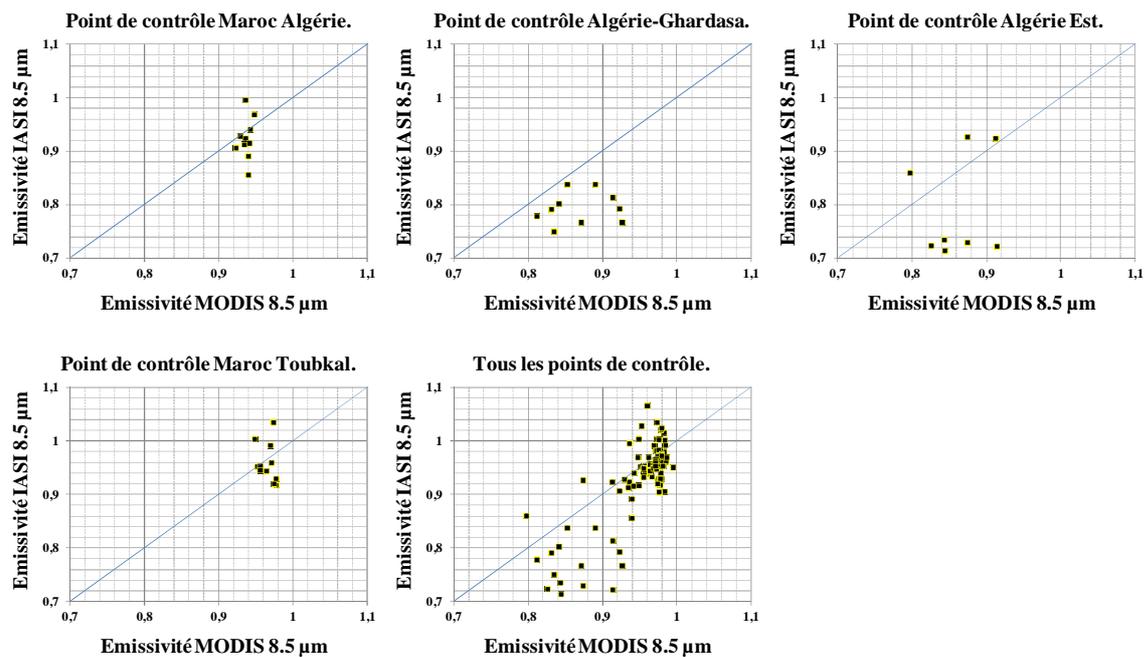


Figure 4.29 Validation des émissivités IASI dans la MODIS bande 29 (8.5 µm).

La première remarque concerne les produits émissivités MODIS : les émissivités sont bornées, c'est-à-dire qu'elles utilisent une valeur maximale à partir de laquelle les émissivités calculées avec une valeur supérieure sont ramenées à une valeur seuil, ce que l'on peut voir clairement dans les graphes pour les points de contrôle Villalba, La Moraleja, Maroc Nord, Maroc Algérie et Maroc Toubkal. Sur la dernière figure on peut voir un comportement plus linéaire avec une sous-estimation des émissivités retrouvées pour des pixels désertiques.

En résumé, les spectres d'émissivités retrouvées en appliquant la méthode SpSm (figure 4.28) sur des données IASI ont une forme assez cohérente proche d'une émissivité spectrale correspondant à une surface désertique. Concernant les valeurs absolues de ces émissivités, nous ne disposons pas de suffisamment d'informations fiables pour réaliser une validation propre. MODIS a seulement trois canaux dans la zone spectrale d'intérêt et les valeurs sont difficiles à comparer avec seulement un canal (bande 29 ; 8,5 µm) qui présente des variations représentatives (les autres étant presque constants ; voir annexe C). De plus les valeurs d'émissivité sont sujettes à caution car les valeurs à 8,5 µm ne descendent jamais en dessous de 0,8 sur le point de contrôle Algérie Ghardasa qui comme on l'a vu précédemment est une surface de sable homogène qui devrait se rapprocher du spectre de quartz pur avec des valeurs autour de 0,6 pour la longueur d'onde 8,5 µm. Il est vrai cependant que le spectre de quartz a un pic très prononcé dans cette région et il est donc fort possible que les valeurs MODIS intègrent ce pic caractéristique. Pour lever ce doute on dispose des données SEVIRI pour les mois de mai jusqu'à septembre. Les émissivités SEVIRI sont-elles très proches du spectre du quartz solide comme on peut le constater sur la figure 4.28.

La figure 4.30 suivante montre la validation des émissivités SpSm IASI avec les données disponibles SEVIRI pour le canal 7 (8,7 μm), canal infrarouge SEVIRI le plus proche spectralement de la bande MODIS 29 (8,5 μm).

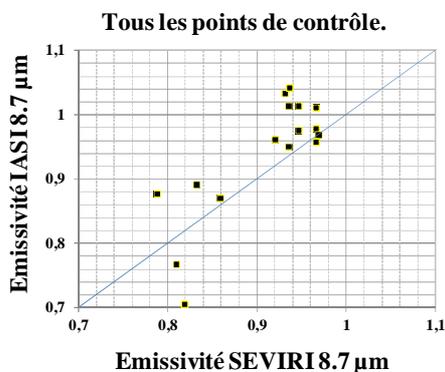


Figure 4.30 Validation émissivités IASI avec SEVIRI bande 7-IR (8.7 μm).

La figure 4.30 montre une correspondance plus linéaire qu'avec les produits MODIS entre les émissivités obtenues avec les données IASI et celles obtenues avec le capteur SEVIRI, tout en utilisant des méthodes différentes d'estimation (SpSm pour IASI et TISIE pour SEVIRI). Cependant les données disponibles sont plus restreintes et il est difficile de conclure définitivement mais cela montre très probablement un biais dans les produits MODIS.

De façon analogue à la validation des températures de surface, la dernière expérience réalisé avec les émissivités retrouvées a été, comme le montre la figure 4.31, de tester les influences de la variation du contenu intégré en vapeur d'eau g/cm^2 (H) sur les performances de l'application de la méthode SpSm. Toutes les émissivités retrouvées à 8.5 μm sont représentées en fonction des émissivités MODIS pour le canal 29 (8.5 μm) pour des atmosphères réelles avec différents contenus d'eau précipitable : H plus petit que 1.5, 2, 3, 4 et 5 g/cm^2 respectivement.

Le résultat, en concordance avec la validation des températures et l'étude des simulations, met en évidence une estimation de l'émissivité en bande 8.5 μm d'autant meilleure que l'atmosphère est sec.

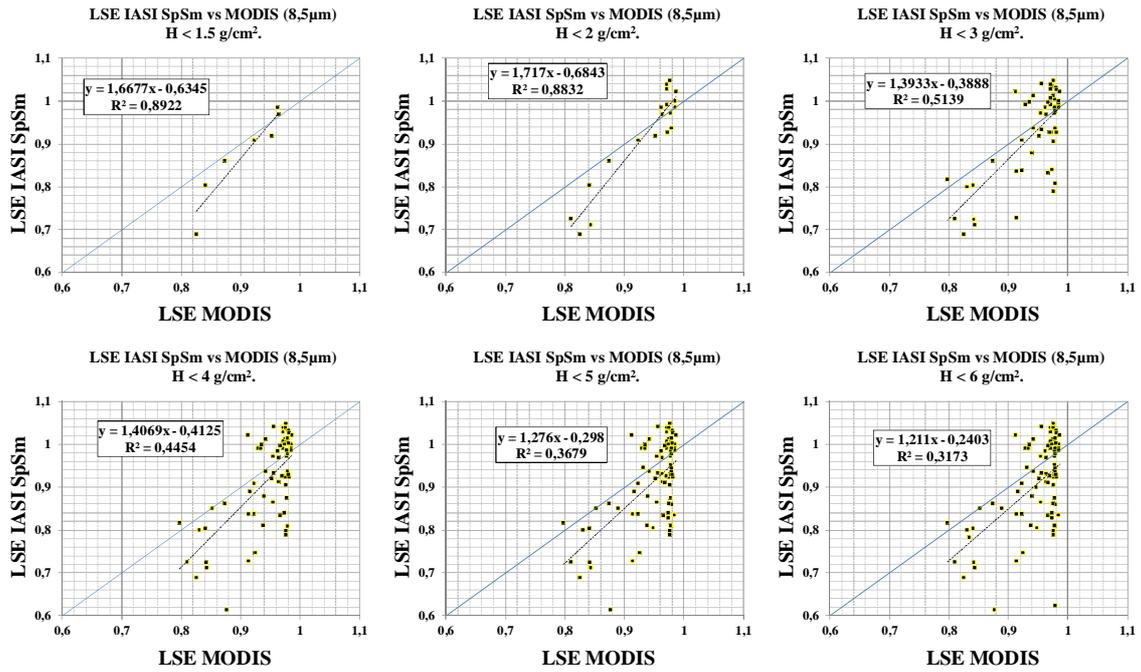


Figure 4.31 Validation émissivités retrouvés pour différentes classes d'atmosphère.

Conclusion et perspectives

L'obtention de l'émissivité spectrale et la température d'une surface à partir de mesures hyperspectrales de radiance acquises par satellite dans l'infrarouge (750 à 1250 cm^{-1}) requiert d'une part une bonne connaissance de l'atmosphère et d'autre part de résoudre le problème de la « séparation émissivité – température ».

La première difficulté a été résolue en utilisant les descriptions atmosphériques ECMWF et un code de transfert radiatif pour estimer les termes environnementaux qui interviennent dans la radiance capteur que sont la transmission atmosphérique et les rayonnements montants et descendants propres de l'atmosphère. La très haute résolution spectrale des données qui sont utilisées dans ce travail exige la connaissance de l'atmosphère à la même résolution spectrale. Pour cette raison le logiciel 4A-OP avec une résolution de 0.25 cm^{-1} a été utilisé.

Pour résoudre le deuxième problème, la méthode SpSm, totalement appropriée aux données à très haute résolution spectrale a été choisie, après une comparaison avec différentes techniques de séparation existantes, la plupart très adaptées à des conditions particulières.

Dans un premier temps l'application opérationnelle de la méthode SpSm a été effectuée à partir de simulations 4A-OP pour tester sa robustesse aux bruits atmosphériques et instrumentaux, aux différents types de surface et aussi déterminer une bande spectrale d'application la moins sensible aux perturbations.

Nous avons construit des radiances à une résolution spectrale de 0.25 cm^{-1} (radiance moyenne des mesures infrarouges du capteur IASI) à l'aide de la base de données d'émissivité ASTER et des profils atmosphériques TIGR, puis ajouter des erreurs sur la température (-1 , 0 et $+1\text{K}$) et sur l'humidité relative (-10% , -5% , 0% , $+5\%$, $+10\%$) sur chaque niveaux des profils TIGR avant d'appliquer la technique de séparation. Les spectres d'émissivité et les températures de surface retrouvés ont été comparés aux valeurs obtenues avec les profils TIGR originaux.

Le résultat du test a mis en évidence la haute sensibilité de la méthode à une méconnaissance de l'atmosphère traversée et ce, surtout pour des atmosphères humides ($H > 3.9\text{ g/cm}^2$). Le test révèle aussi de moins bons résultats quand la température de surface est élevée ($LST > 310\text{ K}$).

Un deuxième test a été de mesurer l'impact du bruit instrumental. La procédure est identique à la précédente, mais cette fois l'erreur est introduite sur la radiance niveau capteur (de -0.4 K et 0.4 K en température de brillance, erreur maximale instrumentale du capteur IASI). Les résultats sont équivalents à ceux obtenus avec le bruit atmosphérique. La méthode de séparation obtient les résultats les plus performants pour des atmosphères moins humides ($H < 3.9\text{ g/cm}^2$).

Pour estimer les émissivités spectrales et la température de surface à partir du calcul SpSm, on a besoin uniquement d'une radiance hyperspectrale et d'une caractérisation correcte de l'atmosphère traversée par ce signal. Les résultats de simulation ont montré une parfaite correspondance avec les

valeurs originales. Après l'introduction d'erreurs, les spectres d'émissivités retrouvés ne sont plus identiques aux spectres originaux. Ils sont bruités et il existe un décalage de la valeur de ces émissivités. Cependant, on constate que les différences ne sont pas constantes et dépendent de la bande spectrale. Pour cette raison une étude centrée sur la détermination de la bande spectrale qui donne les meilleurs résultats a été entreprise. La procédure a été de découper l'intervalle spectral d'intérêt ($750-1250\text{ cm}^{-1}$) en 10 intervalles de 50 cm^{-1} de large, d'appliquer la méthode sur chacun de ses nouveaux intervalles et d'observer si il y a des différences quant aux résultats obtenus pour les différentes erreurs introduites sur les profils atmosphériques. L'intervalle spectral ($950-1000\text{ cm}^{-1}$) a présenté des résultats les plus satisfaisants en termes de température de surface retrouvée ainsi que pour la fonction de régulation qui a son minimum largement le plus marqué. Cet intervalle spectral sera donc utilisé dans toute la suite du travail.

La partie suivante de ces travaux a été le calcul SpSm sur des données réelles. La première chose a été de définir les zones spatiales et temporelles qui couvrent l'Europe et le nord de l'Afrique (30N à 40N et 15E à 15W) et ce pour toute l'année 2008. Etant donné le caractère et la quantité des données IASI, on a choisi d'estimer les paramètres de surface pixel par pixel ce qui convient à l'ambition principale de ce travail de valider une méthodologie. Nous avons choisi une date par mois à l'aide des produits « cloud mask » du capteur SEVIRI. Ensuite, 11 zones de $25 \times 25\text{ km}$ ont été définies de façon qu'elles présentent une certaine homogénéité par rapport à la taille du pixel IASI et également une variabilité entre elles en terme d'émissivité. Ce choix a été réalisé après l'étude des images MOD11B1 (calcul des valeurs moyennes et écarts types de 25 pixels de résolution $5 \times 5\text{ km}$). Ces données MODIS sont utilisées essentiellement pour valider les émissivités SpSm car l'accord temporel étant difficile à atteindre, la comparaison des températures de surface peut être problématique. Pour cette raison, les températures ont aussi été validées avec le capteur SEVIRI qui acquiert une image tous les 15 minutes. Une fois les zones d'application définies, pour estimer les paramètres de surface, les quantités atmosphériques ont été extraites des données ECMWF et des radiances IASI. Une comparaison des spectres d'émissivité et températures retrouvées a été proposée montrant une concordance pour la plupart des tests entre les deux corrections atmosphériques. Les profils atmosphériques IASI fournissent aussi une température de surface. Cependant, quand cette température est utilisée pour l'inversion, l'émissivité correspondante est très décalée par rapport aux spectres d'émissivités retrouvés avec la correction atmosphérique ECMWF ou bien IASI. Cette température ne sera donc pas utilisée.

La dernière partie de ce travail concerne la validation des résultats émissivité et température avec des produits températures et émissivités MODIS et SEVIRI.

Nous avons réalisé dans un premier temps une étude comparative sur les différents produits qui seront utilisés et qui sont les températures MODIS, SEVIRI SAF et SEVIRI TISI. Le résultat de l'étude, révèle que les produits de température SEVIRI SAF sont les plus adéquats pour valider les

températures SpSm IASI, car les températures MODIS ne sont pas forcément acquises simultanément avec les données IASI.

L'étude comparative des températures retrouvées SpSm, a été quand même réalisée simultanément avec les produits SEVIRI SAF et MODIS, et en fait la validation avec MODIS donne de meilleurs résultats que celle avec SEVIRI. On trouve l'explication dans les heures d'acquisition qui, finalement, de jours ne sont pas très différentes. La représentation des températures de surface SpSm pour tous les points de contrôle et toutes les dates retenues en comparaison avec les données MODIS et SEVIRI montre un comportement linéaire. Nous avons séparé les données jour et nuit, le résultat étant une meilleure corrélation pour la nuit due certainement à l'homogénéité des signaux qui donne une meilleure description du profil. Les validations ont été découpées également en situations d'été et d'hiver mais cela n'a pas apporté de différences importantes sur la validation. Nous avons également séparé les points de contrôle en trois groupes en fonction du contenu en végétation : un premier groupe formé par les points désertiques, le deuxième, par les zones de végétation moyenne et le troisième, par les zones avec une forte couverture végétale. Les résultats montrent une bonne corrélation entre les LST MODIS et SEVIRI SAF et les LST SpSm IASI surtout pour le groupe désertique.

La dernière étape de la validation a été d'étudier les émissivités retrouvées (2000 valeurs spectrales entre 750 et 1250 cm^{-1} ; 8 et 13 μm) et de les comparer avec les trois canaux MODIS (bandes 29, 31 et 32) et les trois canaux SEVIRI (bandes IR-7, IR-8, IR-10). Les spectres d'émissivités retrouvées en appliquant la méthode SpSm sur des données IASI ont une forme assez cohérente, proche d'une émissivité spectrale correspondant à des surfaces réelles par comparaison avec les spectres de la base de données ASTER. Notamment, on arrive à retrouver des pics caractéristiques des différents composants du sol même quand les spectres sont très bruités. Concernant les valeurs absolues de ces émissivités, nous ne disposons pas de suffisamment d'informations fiables pour réaliser une validation complète.

Nous avons montré également que plus l'atmosphère est sec, meilleures sont les estimations aussi bien en température que en émissivité.

En conclusion, nous avons montré la possibilité d'extraire les paramètres émissivité et température de données hyperspectrales thermiques dans une approche totalement physique du traitement de signal.

Une perspective immédiate de ce travail serait d'améliorer les estimations d'émissivité avec les données SEVIRI pour pouvoir valider les résultats ou bien utiliser d'autres sources satellitaires (AVHRR, ASTER ...).

Une autre perspective de ce travail serait d'élargir la bande spectrale en étudiant également l'infrarouge moyen (3-5 μm), région spectrale où la contribution solaire est non négligeable mais qui, en plus de fournir la température et l'émissivité, donne accès à la réflectivité bidirectionnelle.

Références

Aires F, Chédin A, Scot N.A, Rossow W.B, “A regularized neural net approach for retrieval of atmospheric and surface temperature with the IASI instrument”, *J. Appl. Meteor.*, 41,144-158, 2002.

Aminou D.M.A, Jacquet B and Pasternak F, “Characteristics of the Meteosat Second Generation Radiometer/Imager: SEVIRI”, *Proceedings of SPIE, Europto Series*, 3221, 19-31, 1997.

Baldrige, A.M, Hook S.J, Grove C.I, and Rivera G, “The ASTER Spectral Library Version 2.0.”, *Remote Sensing of Environment*, 113, 711-715, 2009.

Barducci A and Pippi Y, “Temperature and emissivity retrieval from remotely sensed images using the "grey body emissivity" method”. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34(3), 681-695, 1996.

Becker F, and Li Z-L, “Temperature-independent spectral indices in thermal infrared bands”. *Remote Sens. Environ.* 32:17–33, 1990.

Benjamin S.G, Smith T.L, Schwartz B.E, Gutman S.I, and Kim D, “Precipitable forecast sensitivity to GPS precipitable water observations combined with Goes using RUC-2”, Presented at 78th American Meteorological Society Annual Meeting, 12th Conference on Numerical Weather Prediction, Phoenix, Arizona, USA, January 1998.

Berk A, Anderson G.P, Bernstein L. S, Acharya P.K, Dothe H, Matthew M.W, Adler-Golden S.M, Chetwyn J.H, Richtsmeier S.C, Pukall B, Allred C.L, Jeong L.S, and Hoke M.L, “MODTRAN4 radiative transfer modeling for atmospheric correction; Optical spectroscopic techniques and instrumentation for atmospheric and space research”. Conference No3, Denver CO , ETATS-UNIS, 3756, 348-353, 1999.

Borel C.C, “Surface emissivity and temperature retrieval for a hyperspectral sensor”, *Proceedings of IEEE, Conference on Geoscience and Remote Sensing*, 504-509, 1998.

Bosilovich M G, “A comparison of MODIS land surface temperature with in situ observations”, *Geophys. Res.Lett.*, 33, doi: 10.1029/2006GL027519, 2006.

Bower. N, Lynch. M. J, Knuteson. R. O, Revercomb. H.E, “ High Spectral Resolution Land Surface Temperature and Emissivity Measurement in the Thermal Infrared Using Fourier Transform Spectroscopy”, in *Optical Remote Sensing*, A. Sawchuk, ed., Vol. 52 of OSA Trends in Optics and Photonics (Optical Society of America), 2001.

- Cayla F-R, "AVHRR radiances analysis inside IASI FOV's", IA-TN-0000-2092-CNE, 2001b.
- Cayla F-R, "L'interféromètre IASI, un nouveau sondeur satellitaire à haute résolution", *La Météorologie* 8e série, n° 32, 2001a.
- Chalon G, Cayla F, Diebel D, "IASI: an advanced sounder for operational meteorology". Proceedings of the 52nd Congress of IAF, Toulouse, France, 1–5, 2001.
- Chaumat L, Decoster N, Standfuss C, Tournier B, Armante R, and Scott N.A, "4A/OP Reference Documentation", NOV-3049-NT-1178-v3.4, NOVELTIS, LMD/CNRS, CNES, 261, 2006.
- Chédin A, "Les modèles d'interaction rayonnement-atmosphère et la détermination de paramètres météorologiques et climatologiques à partir d'observation satellitaires", *Téledétection spatiale : aspects physiques et modélisation*, Cepadues-Edition, Toulouse, 485-518. 1990.
- Clark R.N, King T.V.V, Klejwa M, Swayze G.A, and Vergo N, "High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals", *J. Geophys. Res.*, 95, No. B-8, 12653-12680, 1990.
- Clark R.N, Swayze G.A, Wise R, Livo E, Hoefen T, Kokaly R, Sutley S.J, "USGS digital spectral library splib06a: U.S. Geological Survey, Digital Data Series 231, <http://speclab.cr.usgs.gov/spectral.lib06>, 2007.
- Clerbaux C, Boynard A, Clarisse L, George M, Hadji-Lazaro J, Herbin H, Hurtmans D, Pommier M, Razavi A, Turquety S, Wespes C, and Coheur P-F, "Monitoring of atmospheric composition using the thermal infrared IASI/MetOp sounder", *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 6041–6054, 2009.
- Coll C, Caselles V, Galve J.M, Valor E, Niclos R, Sanchez J.M, and Rivas R, "Ground measurements for the validation of land surface temperatures derived from AATSR and MODIS data", *Remote Sensing of Environment*, 97, 288-300, 2005.
- Coll C, Wan Z, and Galve J.M, "Temperature-based and radiance-based validation for the V5 MODIS land-surface temperature product". *JGR*, 114, D20102, doi: 10.1029/2009JD012038, 2009.
- Danko D.M, "The digital chart of the world. GeoInfo Systems", 2, 29-36, 1992.
- Dash P, Göttsche F.M, Olesen F.S, and Fisher H, "Separation surface emissivity and temperature using two-channel spectral indices and emissivity composites and comparison with a vegetation fraction method", *Remote Sensing of Environment*, 96, 1-17, 2005.
- Deneke H, Roebeling R, Wolters E, and Feijt A.J, "Intercomparison of cloud property retrievals from MSG-SEVIRI and MODIS", EUMETSAT-AMS Met. Conference, Amsterdam, September 2007.

Gillespie A.R, “Lithological mapping of silicate rocks using TIMS. In The TIMS Data Users”, Workshop, JPL Publication 86-38, Pasadena, CA, 29-44, 1985.

Gillespie A.R, Rokugawa S, Matsunaga T, Cothorn J.S, and Kahle A.B, “A temperature and emissivity separation algorithm for advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (aster) images” .IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 36(4),1113-1126, 1998.

Goïta K, and Royer A, “Surface temperature and emissivity separability over land surface from combined TIR and SWIR AVHRR data”, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 35, 718-733, 1997.

Griffiths P.R, and Haseth. J.A, “Fourier transform infrared spectroscopy”, John Wiley & Sons, New York, 656, 1986.

Grove C.I, Hook S.J, and Paylor II E.D, “Laboratory reflectance Spectra of 160 minerals, 0.4 to 2.5 μm ”, JPL Publication, pages 92-102, 1992.

Jacquinet-Husson N, Scott N.A, Chédin A, Garceran K, Armante R, Chursin A.A, Barbe A, Birk M, Brown L.R, Camy-Peyret C, Claveau C, Clerboux C, Coheur P.F, Dana V, Daumont L, Debacker-Barilly M.R, Flaud J.M, Goldman. A, Hamdouni. A, Hess M, Jacquemart D, Köpke P, Mandin J.Y, Massie S, Mikhailenko S, Nemtchinov V, Nikitin A, Newnham D, Perrin A, Perevalov V.I, Régalia-Jarlot L, Rublev A, Schreier F, Schult I, Smith K.M, Tashkun S.A, Teffo J.L, Toth R.A, Tyuterev V.I, Vander Auwera J, Varanasi P, Wagner G, “The 2003 edition of the GEISA/IASI spectroscopic database”, Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer, 95 429–467, 2005.

Jimenez J.C, “Estimación de la temperatura y la emisividad de la superficie terrestre a partir de datos suministrados por sensores de alta resolución”, Thèse de Doctorat (Universitat de Valencia), 5, 223-232, 2005.

Kahle A.B, and Alley R.E, “Separation of Temperature and Emittance in Remotely Sensed Radiance Measurements”, Remote Sensing of the Environment, 42, 107-111, 1992.

Kahle A.B, Madura D.P, and Soha J.M, “Middle infrared multispectral aircraft scanner data analysis for geological applications”, Appl Opt, 19, 2279-2290, 1980.

Kanani K, “Utilisation de la très haute résolution spectrale pour la mesure en environnement extérieur de l'émissivité de surface dans la bande infrarouge 3–13 μm ”, Méthodes et validation expérimentale, Thèse de Doctorat (Université Louis Pasteur, Strasbourg N°4946), 2005.

Kanani K, Poutier L, Nerry F, and Stoll M.P, “Directional effects consideration to improve out-doors emissivity retrieval in the 3-13 μm domain”, *Optics Express* 12464, 15, No. 19, 2007.

Kaufman J, Tanré D, and Boucher O, “A satellite view of aerosols in the climate system”, *Nature*, 419(6903), 215-223, 2002.

Kidder S.Q, and. Vonder-Haar T.H, “Satellite meteorology; an introduction”, Academic Press, San Diego, États-Unis, 466, 1995.

Lang H.R, Bartholomew M.J, Grove C.I, and Paylor E.D, “Spectral reflectance characterization (0.4-2.5 and 8.0 to 12 μm) of Phanerozoic strata, Wind River Basin and Southern Bighorn Basin Area, Wyoming”, *J. Sed. Pet.*, 60, No. 4, 504-524, 1990.

Lavanant L, Fourrié N, Gambacorta A, Grieco G, Heilliette S, Hilton F, Kim M, McNally A.P, Nishihata H, Pavelin E.G, and Rabier F, “Comparison of cloud products within IASI footprints for the assimilation of cloudy radiances”, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* DOI:10.1002/qj.917, 16 p, 2011.

Li Z-L, Becker F, Stoll M.P, and Wan Z, “Evaluation of Six Methods for Extracting Relative Emissivity Spectra from Thermal Infrared Images”, *Remote Sensing of Environment*, 69, 197-214, 1999.

Liang S, “New algorithm for retrieving land surface temperature and emissivity and applications to airborne hyperspectral data”, *Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings*, 550-552, 1998.

Madeira C, “Generalized split-window algorithm for retrieving land surface temperature from MSG/SEVIRI data”, *Proceedings of Land Surface Analysis SAF Training Workshop*, Lisbon, 42-47, 2002.

Nakajima T, and King M, “Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements”. Part I: Theory. *J. Atmos. Sci.* 47, 1878–1893, 1990.

Nerry F, Labeled J, and Stoll M.P, “Spectral Properties of Land Surfaces in the Thermal Infrared. Field Method for Spectrally Averaged Emissivity Measurements”, *Water Resources Research*, Vol. 95, n° B5, 7045-7054, 1990.

Nerry F, Labeled J, and Stoll M.P. “Spectral properties of lands surfaces in the thermal infrared band. Part II”, Laboratory measurements of absolute spectral emissivity and reflectivity signatures, *Journal of Geophysical Research*, 95, 7027-7044, 1990.

Nerry F, Petitcolin F, and Stoll M.P, “Bidirectional reflectivity in AVHRR channel 3: application to a region in northern Africa”, *Remote sensing Environ*, 66, 298-316, 1998.

Oke T.R, “Boundary Layers Climates”, 2nd Edn, Roulledge, London, 1987.

Paltridge, G W, et Platt C M R, “Radiative Process in Meteorology and Climatology”, *Developments in Atmospheric science*, Vol 5, Elsevier, Amsterdam, 1976.

Peres L.P, and DaCamara C.C, “Emissivity maps to retrieve land-surface temperature from MSG/SEVIRI”, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens*, 43, doi: 10.1109/TGRS.2005.581172, 2005.

Petitcolin F, and Vermote E, “Land surface reflectance, emissivity and temperature from MODIS middle and thermal infrared data”, *Remote Sensing of Environment*, 83, 112-134, 2002.

Petitcolin F, Nerry F, and Stoll M.P, “Mapping directional emissivity at 3.7 μm using a simple model of bi-directional reflectivity”, *International Journal of Remote Sensing*, 23, 3443-3472, 2002a.

Petitcolin F, Nerry F, and Stoll M.P, “Mapping temperature independent spectral indice of emissivity and directional emissivity in AVHRR channels 4 and 5”, *International Journal of Remote Sensing*, 23, 3473-3491, 2002b.

Phulpin T, Blumstein D, Prel F, Tournier B, Prunet P, and Schlüssel P, “Applications of IASI on MetOp-A : first results and illustration of potential use for meteorology, climate monitoring and atmospheric chemistry”, *Proc. SPIE*, 6684, 66840F, 2007.

Platnick S.E, King M.D, Ackerman S.A, Menzel W.P, Baum B.A, Riedi J.C, and Frey R.A, “The MODIS cloud products: Algorithms and examples from Terra”, *IEEE Transact. Geosc. Remote Sens*, 41, 459-473, 2003.

Price J.C, “Land surface temperature measurements from the split window channels of the NOAA 7 AVHRR”, *Journal of Geophysical Research*, 89, 7231-7237, 1984.

Prunet P, Thépaut J-N, and Cassé V, “The information content of clear sky IASI radiances and their potential for numerical weather prediction”, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 124, 211-241. 1998.

Realmuto V.J, “Separating the effects of temperature and emissivity: emissivity spectrum normalization”, *Proc. of the Second TIMS Workshop, JPL Publi. 90-55*, 31-35, 1990.

Rocken C, Johnson J, Neilan R, Cerezo M, Jordan J, Falls M, Nelson L, Ware R. and Hayes M, “The measurement of atmospheric water vapor: Radiometer comparison and spatial variation”, *IEEE Trans. Geosci. and Remote Sens.*, 29, 3-8,1991.

Roebeling R.A, Feijt A.J, and Stammes P, “Cloud property retrievals for climate monitoring: Implications of differences between Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) on Meteosat-8 and Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) on NOAA-17”, *J. Geophys. Res.*, 111, D20210, 10.1029/2005JD006990, 2006.

Rowan L.C, Salisbury J.W, Kingston M.J, Vergo N.S, and Bostick N.H, “Evaluation of visible, near-infrared and thermal-infrared reflectance spectra for studying thermal alteration of Pierre shale”, *Wolcott, Colorado: Journal of Geophysical Research*, 96, 18-47, 1991.

Royer A, Nerry F, and Bonn F, “A new terminology proposal: middle wave IR”, *Téledétection*, 2, 177-182, 2002.

Salisbury J.W, Walter L.S, Vergo N, and D'Aria D.M, “Infrared (2.1- 25 micrometers) Spectra of Minerals”, *Johns Hopkins University Press*, 294, 1991b.

Salisbury J.W, Walter L.S, Vergo. N, and D’Aria D.M, “Spectra of minerals (2.1-25 μ m)”, *John Hopkins University Press*, 294-295, 1991.

Salomonson V.V, Barnes W.L, Maymon W.P, Montgomery H, and Ostrow H, “MODIS: Advanced facility instrument for studies of the Earth as a system”. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 27, 145–153, 1989.

Schmetz J, Pili P, Tjemkes S, Just D, Kerkman J, Rota S, and Ratier A, “An introduction to Meteosat Second Generation (MSG)”, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83, 977-992, 2002.

Scott N.A, and Chedin A, “A fast line-by-line method for atmospheric absorption computations: The Automatized Atmospheric Absorption Atlas”, *J. Appl. Meteor.*, 20, 802-812, 1981.

Siegel R, and Howel J.R, “Thermal radiation heat transfer”, 3rd edition Hemisphere Publishing Corporation, USA. 1072 pages. ISBN 0-89116-271-2, 1992.

Snyder W.C, Wan Z, Zhang Y, and Fendg Y-Z, “Classification-based emissivity for land surface temperature measurements from space”, *International Journal of Remote Sensing*, 19, 2753-2574, 1998.

Sobrino J. A, Raisouni N, and Li Z-L, “A comparative study of land surface emissivity retrieval from NOAA data”, *Remote Sensing of Environment*, 75, 256-266, 2001.

Sobrino J.A, “Teledeteccion”, J.A. (Ed), *Servicio de Publicaciones, Universidad de Valencia* (ISBN 87-370-4220-8) chapitre 3, 2000.

Sobrino J.A, Caselles V, and Coll C, “Theoretical split window algorithms for determining the actual surface temperature”, *Il Nuovo Cimento*, 16, 219-236. 1993.

Sobrino J.A, El Kharraz J, and Li Z-L, “Surface temperature and water vapor retrieval from MODIS data”, *International Journal of Remote Sensing*, 24, 5161-5182, 2003.

Sobrino J.A, Li Z-L, Soria G, and Jiménez J. C, “Land surface temperature and emissivity retrieval from remote sensing data”, *Recent Res. Devel. Geophysics*, 4, 21-44. 2002.

Sobrino J.A, Li Z-L, Stoll M.P, and Becker F, “Improvements in the Split-Window Technique for Land Surface Temperature Determination”, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 32, 243-253, 1994.

Soria G, Sobrino J.A, Jimenez J.C, Hidalgo V, Julien Y, Ruescas A, Franch B, Mattar C, and Atitar M. “AATSR Land Surface Temperature product: comparison with SEVIRI, MODIS and AVHRR in the framework of CEFLES2 campaigns”, 2nd MERIS/(A)AATSR User Workshop, 2008. 22

Stoll M, “Restitution de la température de surface par télédétection aéroportée dans le cadre de Hapex-Mobilhy”, PhD thesis, Paul Sabastier University, Toulouse, France. 1993.

Vaughan R.G, Calvin W.M, and Taranik J.V, “SEBASS hyperspectral thermal infrared data: surface emissivity measurement and mineral mapping”, *Remote Sensing of Environment* 85, 48-63, 2003.

Wan Z, "MODIS Land Surface Temperature Algorithm Theoretical Basis Document (LST ATBD) Version 3.3, April 1999".

Wan Z, “MODIS Land Surface Temperature Products Users Guide”, ICESSE, University of California, Santa Barbara, March 2007.

Wan Z, “New refinements and validation of the MODIS Land-Surface Temperature/Emissivity products”, *Remote Sensing of Environment*, 112, 59-74. 2008.

Wan Z, and Dozier J, “A generalized split-window algorithm for retrieving land surface temperature from space”, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 34, 892–905, 1996.

Wan Z, and Li Z-L, “A physics-based algorithm for retrieving land-surface emissivity and temperature from EOS/MODIS data”, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35, 980–996, 1997.

Wan Z, and Li Z-L, “Radiance-based validation for the V5 MODIS land-surface temperature product”, *International Journal of Remote Sensing*, 29, 5373-5395, 2008.

Wan Z, Zhang Y, Zhang Y.Q, and Li Z.L, “Validation of the land-surface temperature products retrieved from Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data”, *Remote Sensing of Environment*, 83, 163-180, 2002.

Watson K, “Spectral Ratio method for measuring emissivity”, *Remote Sensing of Environment*, 42, 113-116, 1992.

Xie. R, “Retrieving Surface Temperature and Emissivity from High Spectral Resolution Radiance Observations”. Master’s thesis, Atmospheric Sciences, University of Wisconsin, 36, 1993.

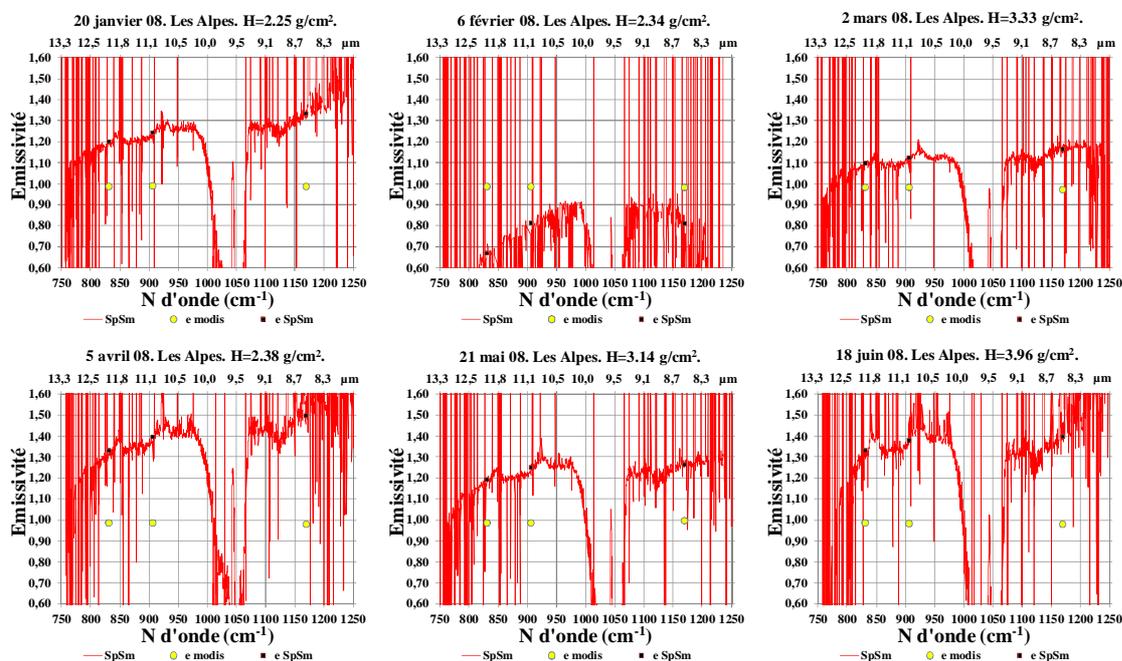
Zou X, Anthes R, Businger S, and Trenberth K, “GPS sounding of the atmosphere from low earth orbit: Preliminary results”, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 19-40, 1996.

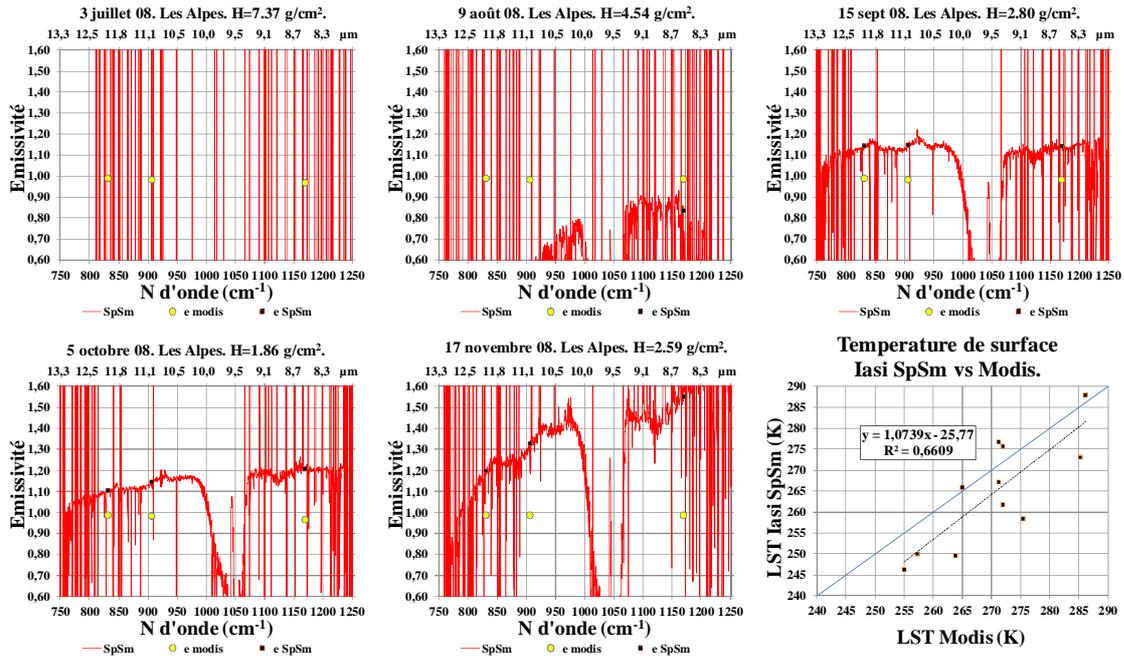
Annexes A

Application SpSm sur Les Alpes

Les images suivantes correspondent à l'estimation du spectre d'émissivité sur le point de contrôle situé aux Alpes pour les 11 dates retenues correspondantes à l'année 2008. Les résultats sont validés avec les produits d'émissivité MODIS. Même si les spectres retrouvés ne sont pas concordant avec les valeurs d'émissivité MODIS, ils sont presque systématiquement plus grands que l'unité ce qui révèle un problème dans l'estimation, on remarque une similitude dans le spectre retrouvé pour les différentes dates et une tendance pas habituelle (voir les figures de l'annexe B) à augmenter avec le nombre d'onde. Ce comportement est observé dans d'autres points de contrôle (annexe B) et son explication vient d'une mauvaise application de la méthode SpSm, car le profil atmosphérique n'est pas bien connu (parce qu'on a des conditions météorologiques avec nuages, brouillard, pluie ...) et donc la correction de la contribution atmosphérique est médiocre et les données de radiance sont inexacts.

Le dernier graphe montre les températures de surface retrouvées comparées à celles MODIS avec moins de deux heures de différence de passage. Elles sont très dispersées comme on pouvait si attendre. On observe des écarts supérieurs à 5 degrés.

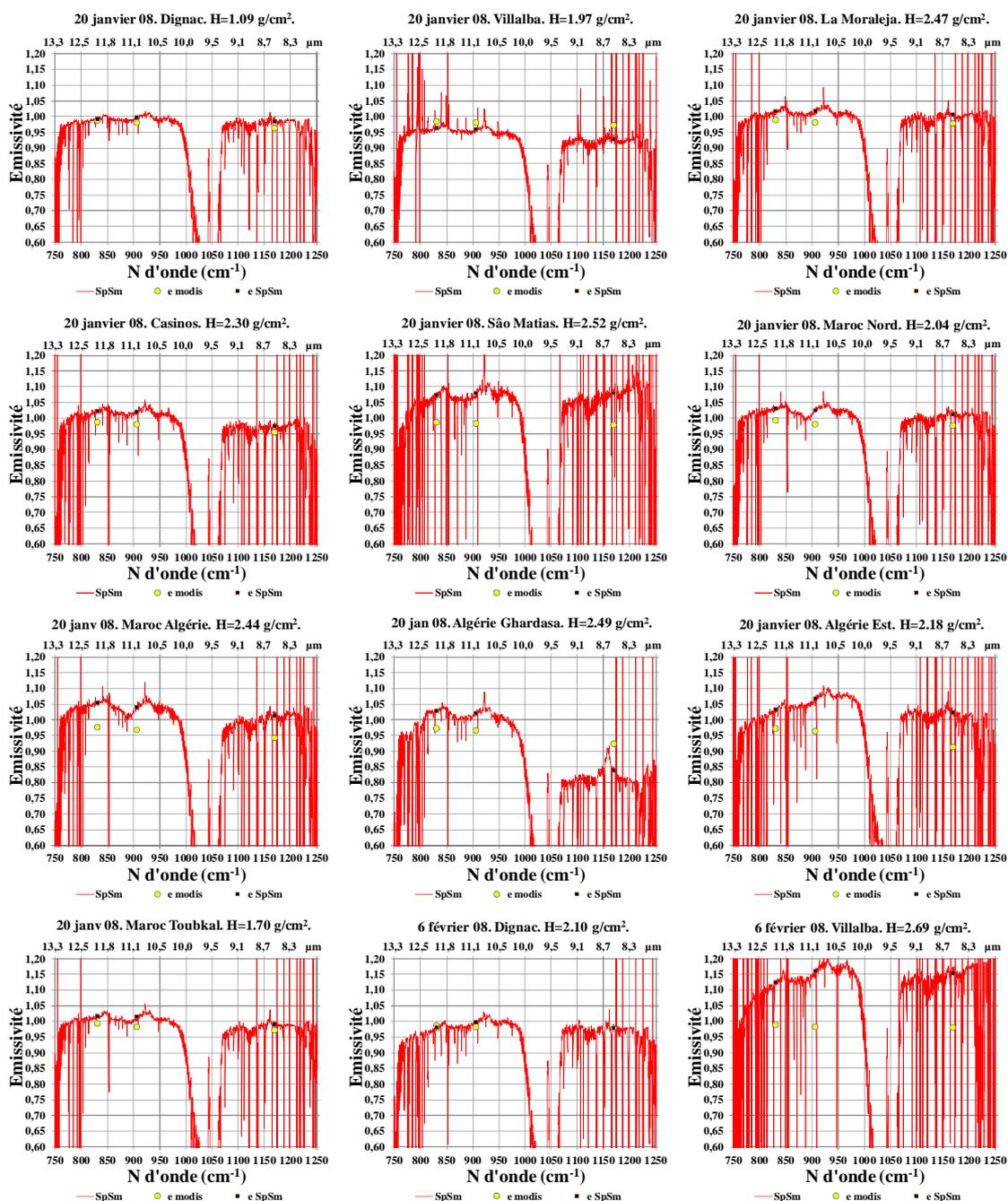


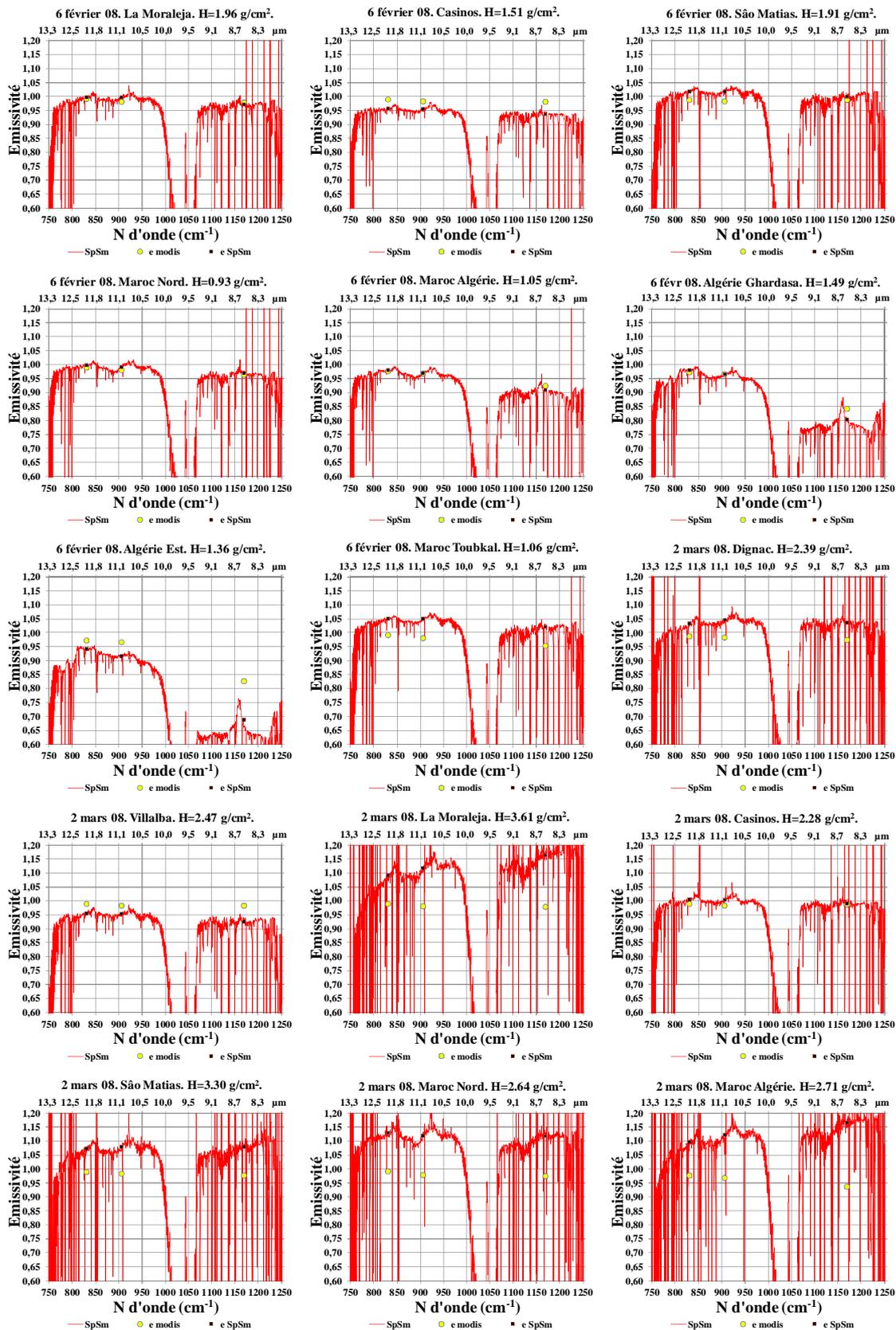


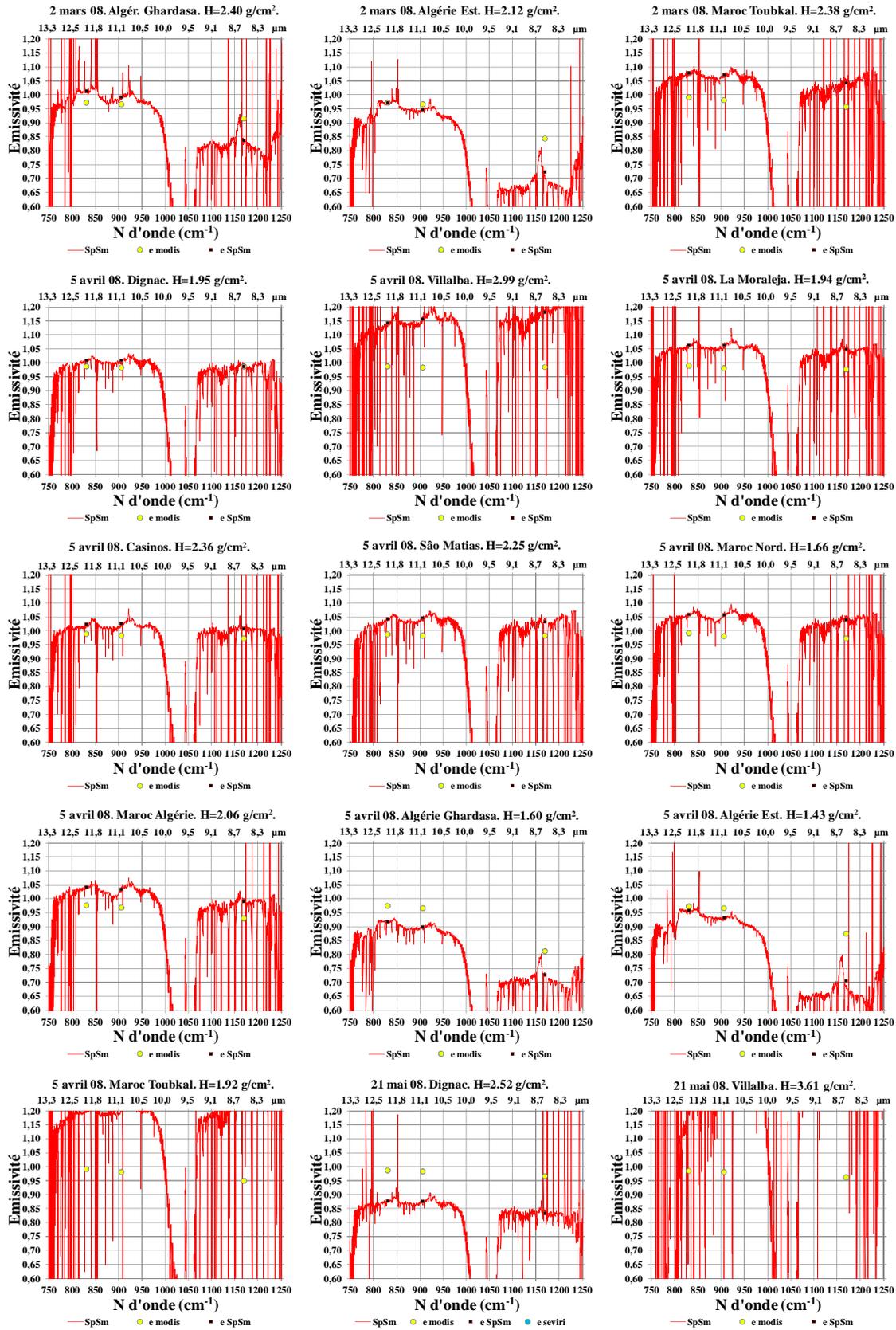
Annexes B

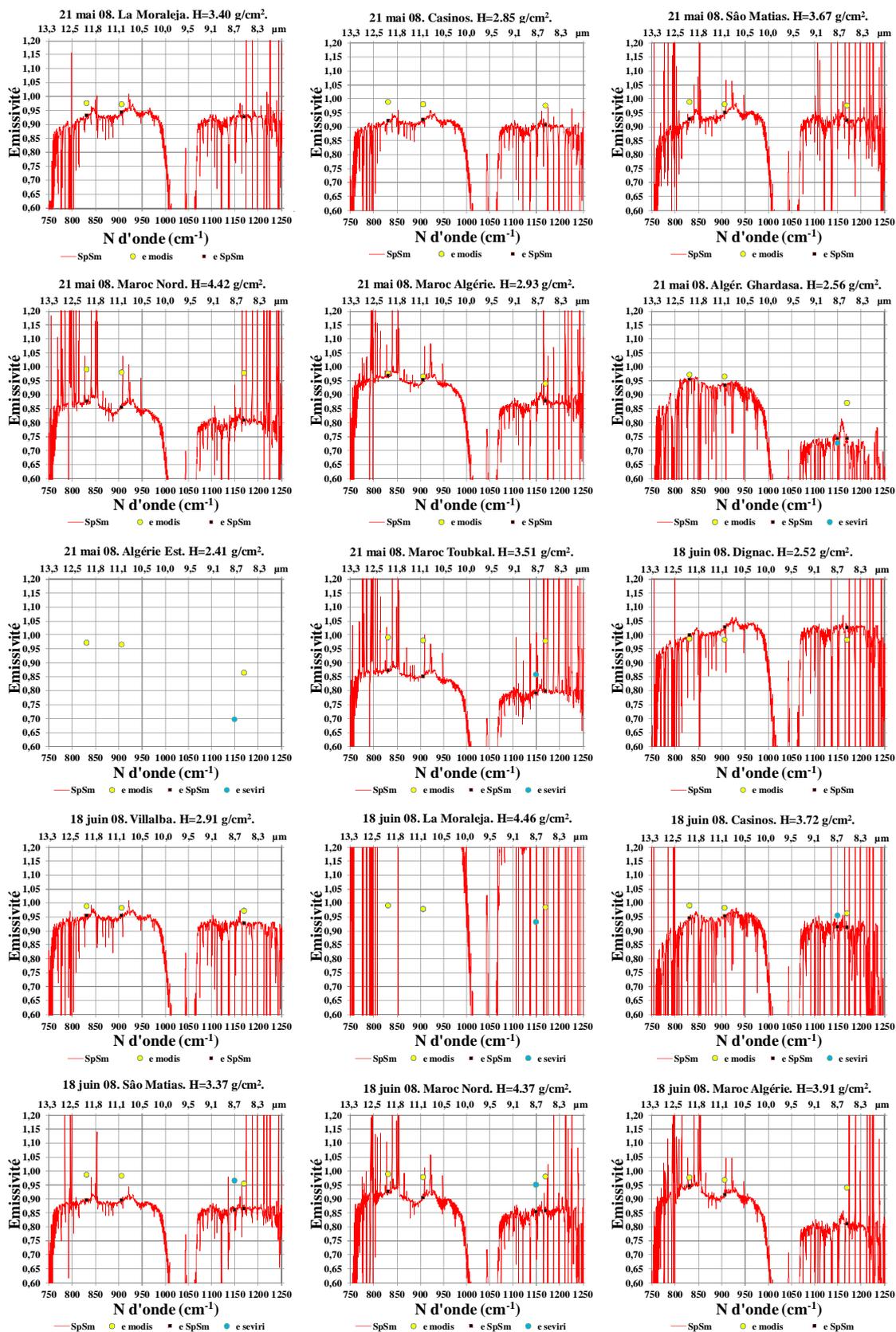
Application SpSm sur tous les points de contrôle

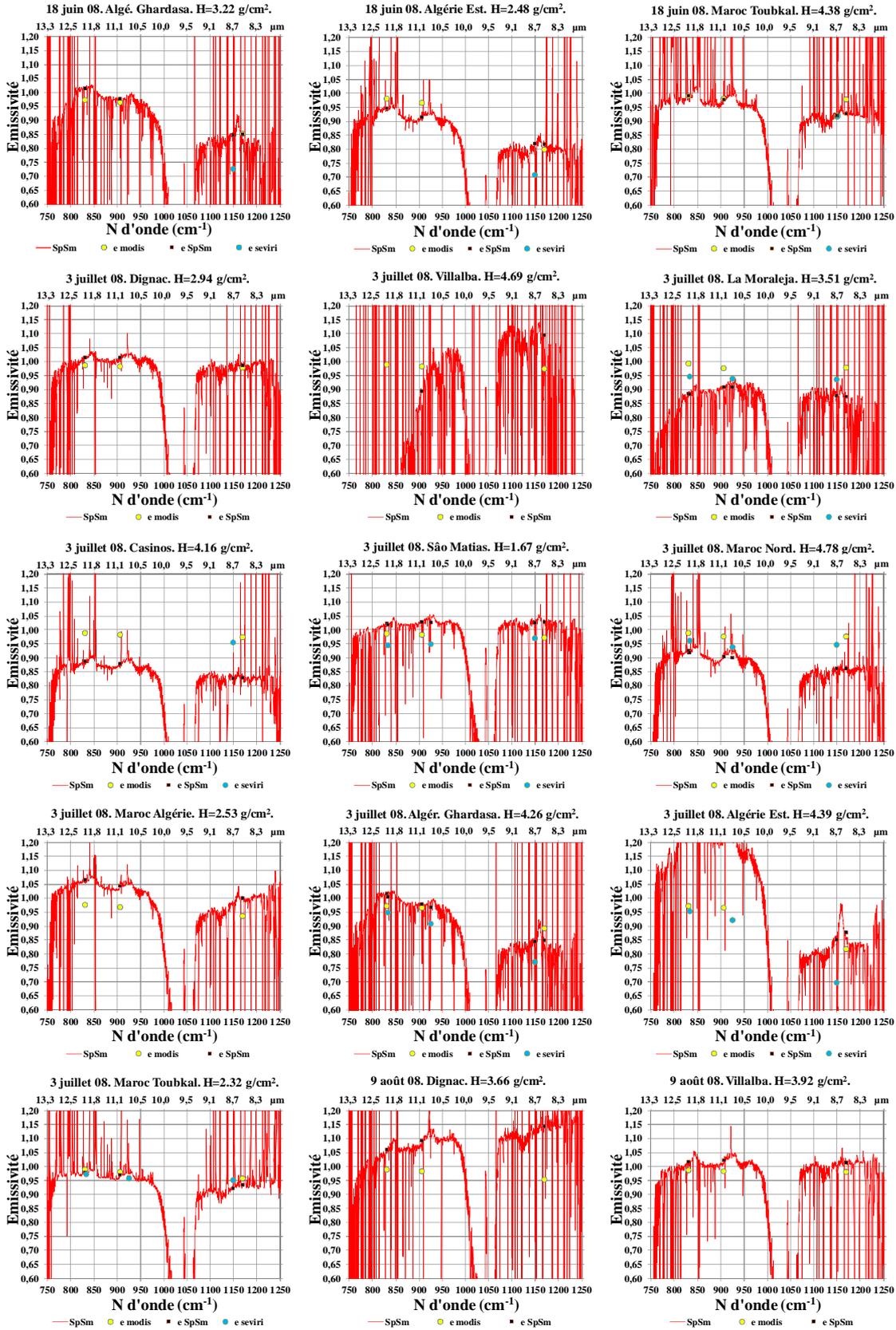
Cette annexe résume tous les spectres d'émissivités reconstruits SpSm (courbe rouge), c'est à dire pour toutes les dates traitées et tous les points de contrôle (sauf pour « Les Alpes » déjà montré à l'annexe A). Sont aussi représentées les émissivités MODIS bande 31, 30 et 29 (cercles jaunes) comme, quand ils sont disponibles les émissivités SEVIRI (cercles bleus).

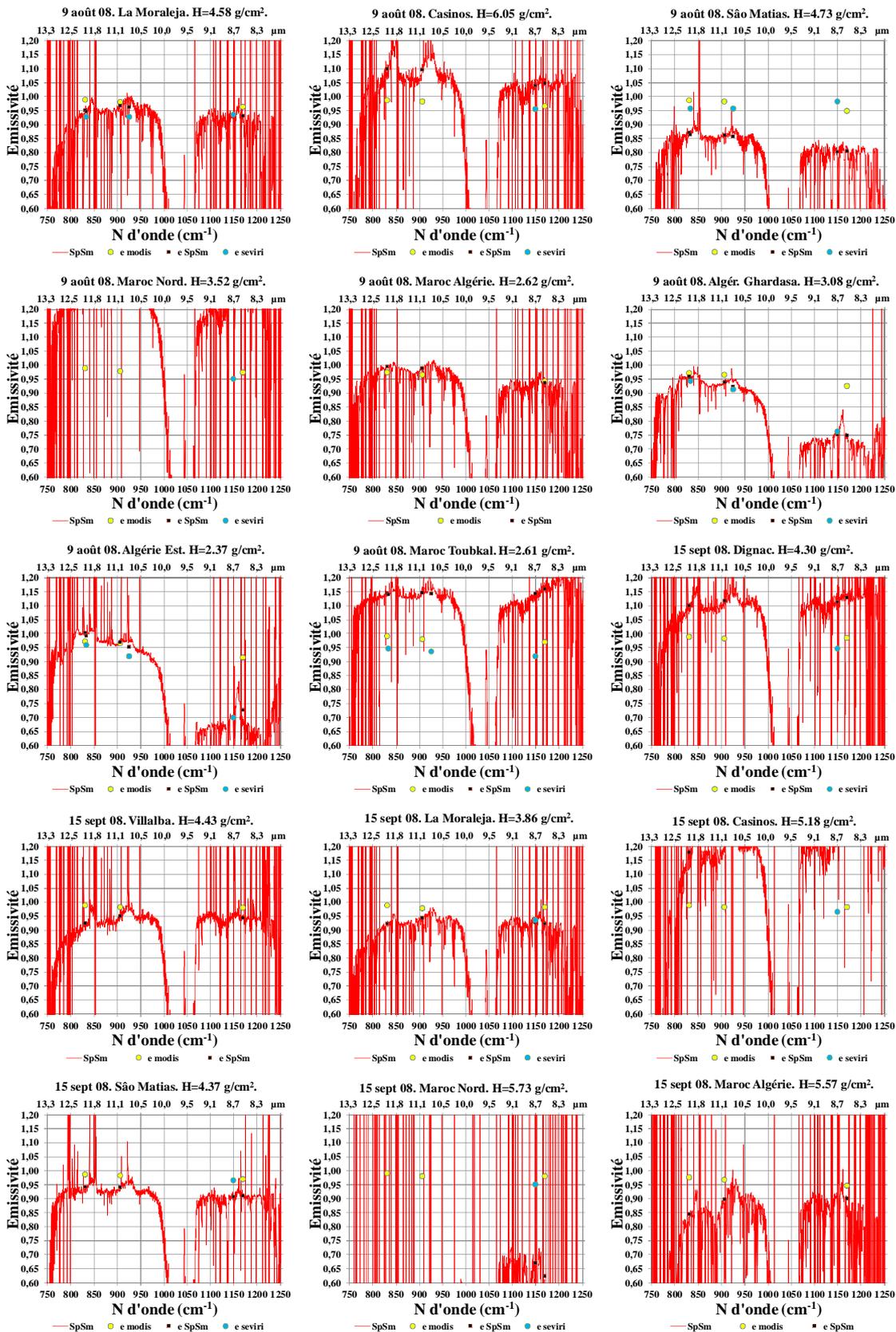


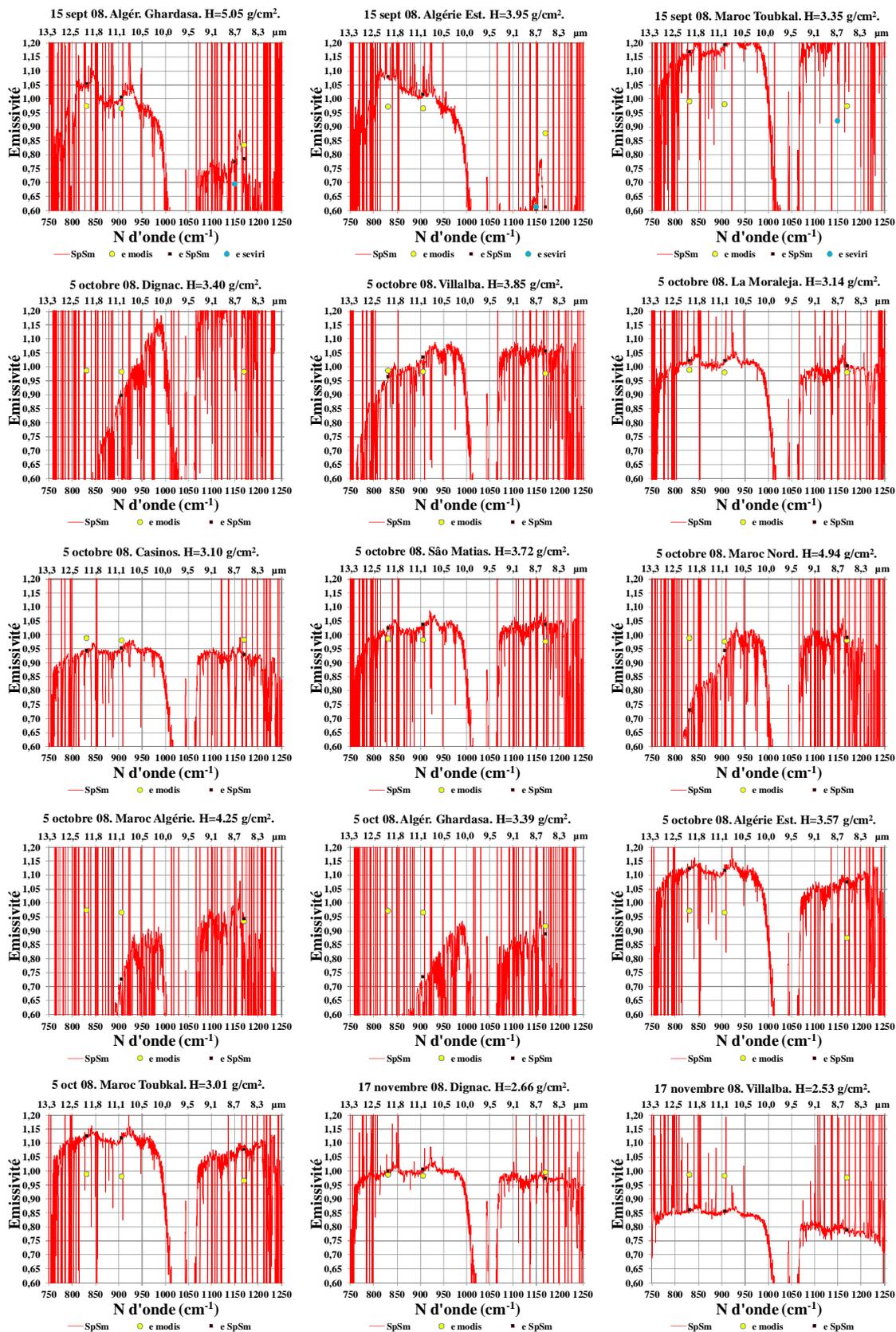


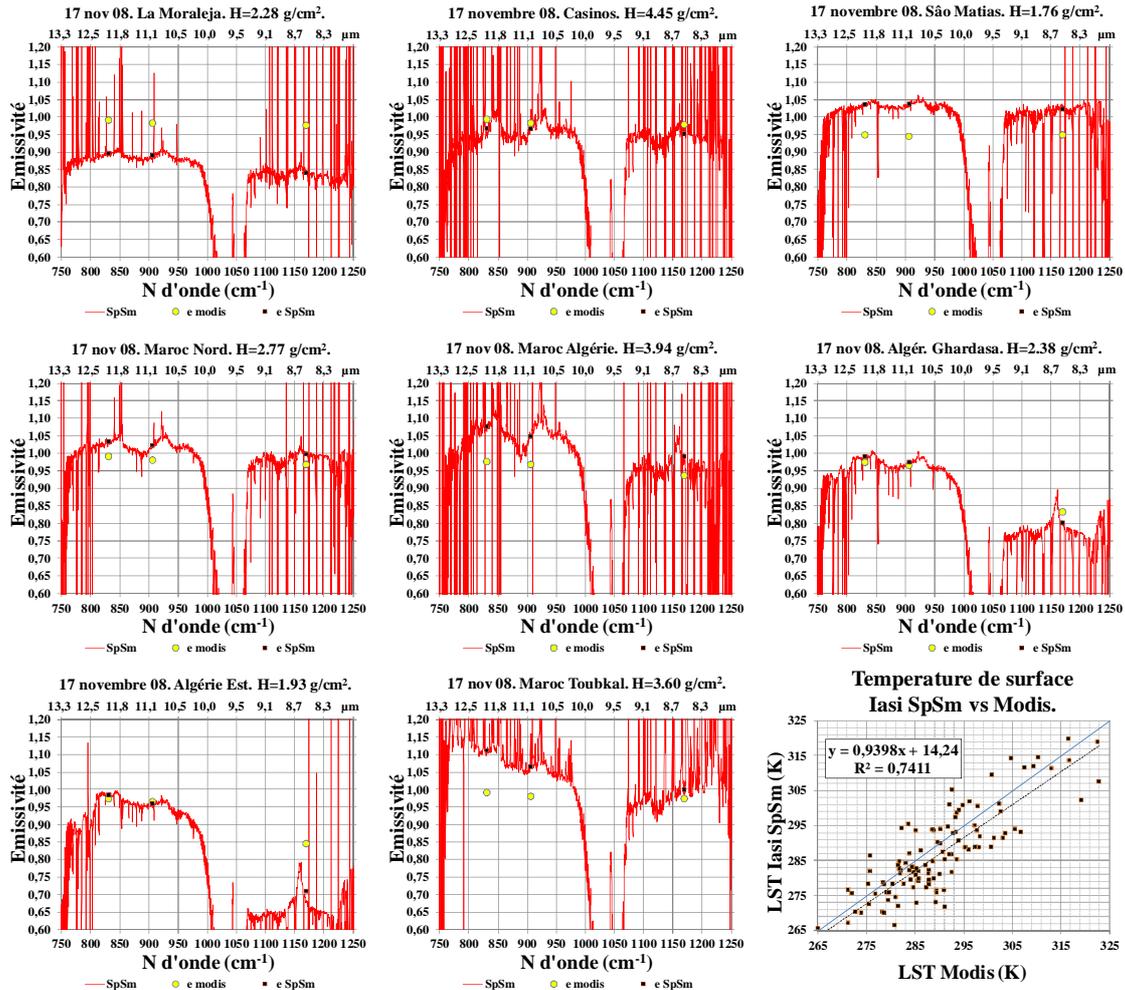












Annexes C

Variation d'émissivités MODIS sur les points de contrôle

La figure suivante montre les variations des émissivités MODIS (canaux 32, 31 et 29) pendant l'année 2008 (une image MODIS pour chaque mois) pour les points de contrôle. L'image indique que les bandes 32 et 31 sont plutôt constantes pour tous les points étudiés et que par contre la bande 29 (8.5 μm) est très sensible aux changements de saison surtout pour les zones désertiques comme Algérie et Maroc.

