

Le climat de la Terre et les flux radiatifs à grande longueur d'onde

1.1.1 Le climat de la Terre et son bilan énergétique

Le système climatique de la Terre résulte des interactions complexes de cinq grands ensembles : l'*atmosphère*, qui est la pellicule de gaz séparant la surface de la Terre de l'espace, l'*hydrosphère*, qui comprend l'ensemble de l'eau présente à l'état liquide (océans, mers et cours d'eau), la *cryosphère*, qui réunit les masses d'eau à l'état solide (glaciers, neige, banquise, pergélisol), la *lithosphère*, qui est l'enveloppe rigide de la surface de la Terre (croûte terrestre, manteau supérieur) et la *biosphère*, comprenant l'ensemble des organismes vivants.

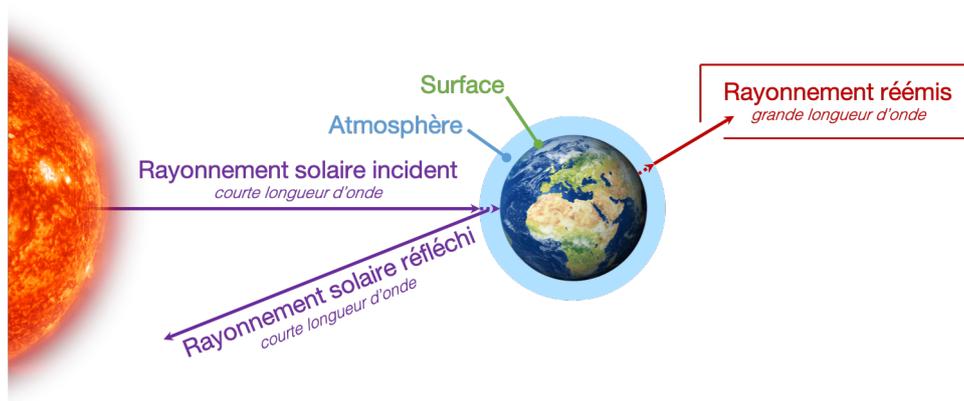


FIGURE 1.1 – Représentation schématique de l'équilibre radiatif du système Terre au sommet de l'atmosphère. Le rayonnement solaire incident et le rayonnement solaire réfléchi définissent le domaine spectral à courte longueur d'onde. Le rayonnement réémis après absorption définit le domaine à grande longueur d'onde.

L'équilibre radiatif du système Terre au sommet de l'atmosphère est représenté schématiquement en figure 1.1. La source d'énergie principale du système climatique est le

rayonnement solaire incident (Incoming Solar Radiation ou ISR). Il s'agit de la fraction du rayonnement électromagnétique émis par le Soleil qui est interceptée par la Terre. La température de la surface du Soleil, de l'ordre de 5700 K, et la loi de Planck impliquent que le rayonnement solaire est centré sur le domaine visible du spectre électromagnétique et s'étend de l'ultraviolet à l'infrarouge moyen : on parle de rayonnement à courte longueur d'onde (Shortwave : SW ; longueurs d'ondes inférieures à $4 \mu\text{m}$ ou nombres d'ondes supérieurs à 2500 cm^{-1}). La figure 1.2 représente en violet la fonction de Planck normalisée correspondant au rayonnement solaire incident. D'après WILD et al. 2015, environ 30 % de ce rayonnement solaire incident est réfléchi vers l'espace par l'atmosphère et la surface, on parle alors de *rayonnement solaire réfléchi à courte longueur d'onde* (Reflected Shortwave Radiation ou RSW). Le reste, soit environ 70 %, est absorbé par la surface (environ 45 %) et par l'atmosphère (environ 25 %), on parle ici de *rayonnement solaire absorbé* (Absorbed Solar Radiation ou ASR). L'énergie absorbée est ensuite redistribuée dans le système climatique par un ensemble de processus de nature variée parmi lesquels se trouvent des processus radiatifs tels que l'absorption, l'émission ou la diffusion, des processus dynamiques comme la circulation océanique et atmosphérique, mais également des processus biologiques tels que la photosynthèse.

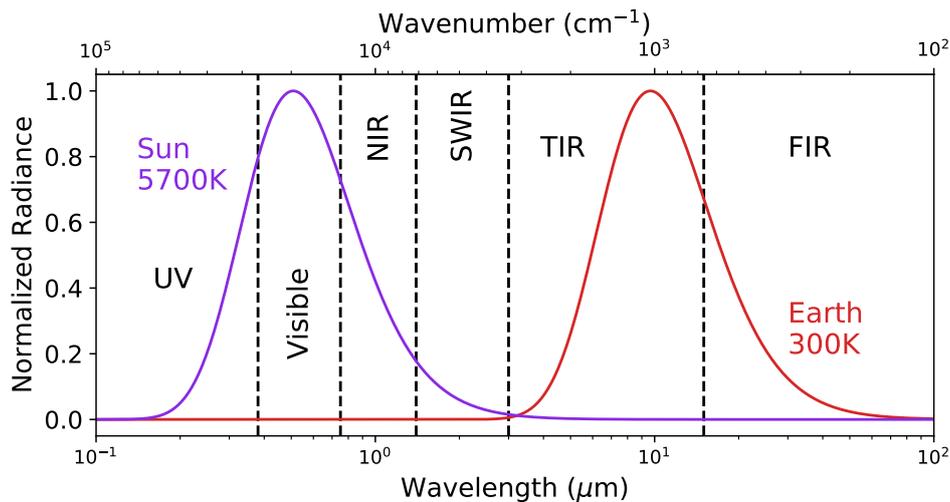


FIGURE 1.2 – Luminance de Planck normalisée pour un corps à la température du Soleil (violet), et à la température de la Terre (rouge). Le spectre de Planck à la température du Soleil couvre une partie du domaine ultraviolet (UV) et les domaines du visible, du proche infrarouge (Near Infrared : NIR) et de l'infrarouge moyen (Shortwave Infrared : SWIR). Le spectre de Planck à la température de la Terre couvre l'infrarouge thermique (Thermal Infrared : TIR) et l'infrarouge lointain (Far Infrared : FIR).

Afin de maintenir équilibré le bilan énergétique global de la Terre, la température de la surface et celle de l'atmosphère s'ajustent et l'énergie traversant le système climatique se retrouve finalement rayonnée vers l'espace. La Terre et son atmosphère présentent une température de l'ordre de 300 K, bien plus faible que celle du Soleil. Son rayonnement n'est donc pas émis dans le domaine des courtes longueurs d'ondes, mais dans les domaines spectraux de l'infrarouge thermique (Thermal Infrared ou TIR) et de l'infrarouge lointain (Far Infrared ou FIR) : il s'agit là du rayonnement à grande longueur d'onde (Longwave :

LW ; longueurs d'ondes supérieures à $4 \mu\text{m}$ ou nombres d'ondes inférieurs à 2500 cm^{-1}). La fonction de Planck normalisée à la température de la Terre est représentée en rouge sur la figure 1.2. La partie de ce rayonnement qui est émise vers l'espace est une grandeur centrale pour cette thèse et s'appelle le *rayonnement sortant à grande longueur d'onde* (Outgoing Longwave Radiation ou OLR). C'est dans ce domaine spectral que les mécanismes du réchauffement climatique trouvent leur origine via les phénomènes d'absorption et d'émission de rayonnement par les gaz à effet de serre.

Pour un climat de la Terre en état stationnaire, les flux radiatifs nets à courte longueur d'onde et à grande longueur d'onde s'équilibrent en moyenne globale à long terme (FORSTER et al. 2021, section 7.2) bien que des fluctuations autour de l'équilibre, causées par la variabilité interne du climat existent (BROWN et al. 2014 ; PALMER et MCNEALL 2014). Dans un tel état stationnaire et en moyenne globale à long terme, le flux d'énergie net au sommet de l'atmosphère doit être nul et le flux solaire incident est alors égal à la somme du flux solaire réfléchi et du flux émis par la Terre : $ISR = RSW + OLR$. Cependant, Le bilan énergétique global de la Terre n'est pas strictement à l'équilibre. Les variations de la composition de l'atmosphère entraînent une modification du bilan radiatif de la Terre nommé *forçage radiatif*. Ce forçage radiatif entraîne un déséquilibre persistant du bilan énergétique terrestre au sommet de l'atmosphère (Earth Energy Imbalance ou EEI) correspondant à l'apport énergétique net au système Terre et vérifiant : $EEI = ISR - RSW - OLR$ (TRENBERTH, FASULLO et BALMASEDA 2014 ; VON SCHUCKMANN et al. 2016). Cette valeur est donc centrale pour le suivi de l'évolution du climat à l'échelle globale.

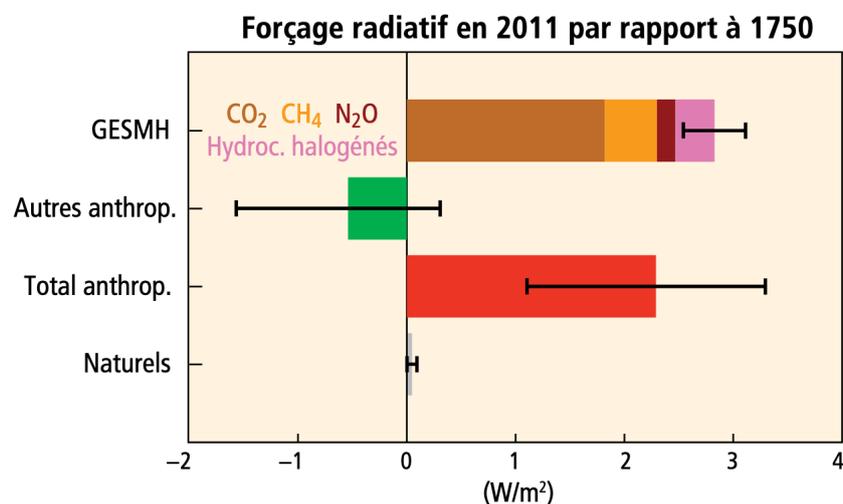


FIGURE 1.3 – Forçage radiatif des changements climatiques pendant l'ère industrielle (1750–2011). Les barres indiquent le forçage provoqué par les gaz à effet de serre au mélange homogène (GESMH), les autres forçages anthropiques, le total des forçages anthropiques et les forçages naturels. Les marges d'erreur indiquent l'incertitude à 5–95 %. Les autres forçages anthropiques comprennent les effets des changements survenus au niveau des aérosols, de l'ozone et de l'albédo lié à l'utilisation des terres. Les forçages naturels englobent les effets de l'activité solaire et de l'activité volcanique. (PACHAURI et MAYER 2015, figure 1.4, p. 45)

Le *Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat* (GIEC) souligne que les émissions anthropiques de gaz à effet de serre sont la cause principale de ce déséquilibre énergétique. En effet, l'augmentation de la concentration atmosphérique des gaz à effet de serre anthropiques entraîne un forçage radiatif positif et conduit à une absorption nette d'énergie par le système climatique (MASSON-DELMOTTE et al. 2021). La figure 1.3, tirée du rapport de synthèse du GIEC de 2014 montre que le forçage radiatif total d'origine anthropique calculé sur la période 1750–2011 s'établissait à $2.3 [1.1 \text{ à } 3.3] \text{ W m}^{-2}$, une valeur bien supérieure au forçage radiatif naturel dû à l'activité solaire et volcanique (PACHAURI et MAYER 2015). La redistribution de cette énergie supplémentaire dans le système climatique entraîne une évolution, inédite par son ampleur et par sa rapidité, de nombreux paramètres climatiques à l'échelle globale parmi lesquels l'élévation de la température moyenne proche de la surface de la Terre, le changement de la distribution verticale de température de l'atmosphère ou la modification du cycle global de l'eau. Des phénomènes de rétroaction entrent en jeu dès lors que certaines de ces perturbations affectent la propagation du rayonnement dans l'atmosphère et donc le bilan radiatif. L'étendue de cette disruption du fonctionnement du système Terre est majeure et ses implications environnementales, politiques, économiques et sociales font l'objet d'études toujours plus nombreuses.

Du fait de son importance fondamentale pour le système climatique, le bilan énergétique global de la Terre est défini par le *Système Mondial d'Observation du Climat*¹ (GCOS pour Global Climate Observing System) comme une *Variable Climatique Essentielle* (ECV – Essential Climate Variable), c'est-à-dire une variable qui contribue de manière cruciale à la caractérisation du climat de la Terre. L'EEI pilotant le réchauffement global, sa mesure permettrait d'évaluer le statut du changement climatique global, d'améliorer les modèles du climat et de tester l'efficacité des efforts de mitigation (VON SCHUCKMANN et al. 2016). La précision des mesures par satellite des grandeurs radiatives ne permet pas à l'heure actuelle de mesurer directement l'EEI. La valeur moyenne globale sur 5 ans mesurée par l'instrument *Clouds and the Earth's Radiant Energy System* (CERES) s'élève à 6.5 W m^{-2} , une valeur bien supérieure à la valeur de 0.9 W m^{-2} donnée par exemple par LOEB et al. 2009, utilisant des modèles contraints par les mesures du contenu calorifique océanique. Améliorer l'estimation satellitaire de l'EEI suppose donc de réduire les incertitudes associées aux mesures de l'ISR, du RSW et de l'OLR depuis l'espace.

1.1.2 Les flux radiatifs et le taux de chauffage vertical à grande longueur d'onde

Essentielle au suivi de l'évolution du climat global, l'étude du bilan radiatif au sommet de l'atmosphère impose une condition aux limites de l'atmosphère. Cependant, elle ne décrit pas les échanges radiatifs internes à l'atmosphère, et ne permet pas de déterminer les implications précises du forçage radiatif des gaz à effet de serre sur la propagation du rayonnement atmosphérique ni sur la répartition verticale des sources et des puits

1. Organisation internationale non gouvernementale affiliée aux Nations Unies dont l'objectif est d'une part, le développement d'un système de collecte des observations et des informations nécessaires à la modélisation du climat de la Terre et de son évolution et d'autre part, la mise à disposition de ces données à tous les utilisateurs potentiels.

d'énergie radiative.

Le *transfert radiatif atmosphérique* est la discipline qui étudie l'ensemble des processus de propagation du rayonnement dans l'atmosphère en décrivant les interactions entre le rayonnement électromagnétique et les constituants de l'atmosphère. Pour les grandes longueurs d'ondes, ces interactions sont l'absorption, l'émission et la diffusion. Basée sur des principes physiques, l'équation du transfert radiatif permet de calculer les grandeurs radiatives énergétiques.

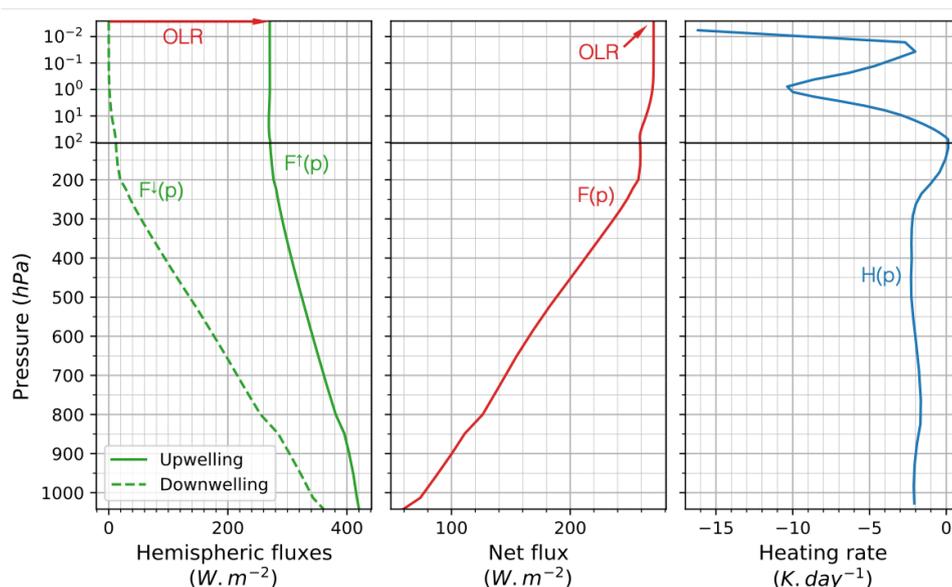


FIGURE 1.4 – Profils de flux radiatifs hémisphériques (gauche), de flux net (centre) et de taux de chauffage (droite) à grande longueur d'onde et en ciel-clair, simulés avec 4A-Flux pour l'atmosphère moyenne tropicale de TIGR 2000.

L'une des grandeurs centrales pour cette thèse est le *flux radiatif* à grande longueur d'onde qui décrit le flux d'énergie transporté par le rayonnement électromagnétique². Ce dernier s'intensifie ou s'atténue le long de la colonne atmosphérique en conséquence des différentes interactions avec les constituants de l'atmosphère. Il faut distinguer les *flux radiatifs hémisphériques* (cf. figure 1.4 à gauche) qui correspondent à l'intégration du rayonnement soit dans la direction montante soit dans la direction descendante et le *flux radiatif net* (cf. figure 1.4 au centre) qui est défini comme la différence des flux hémisphériques (flux montant moins flux descendant). La valeur du flux net au sommet de l'atmosphère n'est rien d'autre que l'OLR dont il a été question dans la section précédente. À partir des flux radiatifs, il est possible de calculer une autre grandeur centrale pour cette thèse : le *taux de chauffage vertical* à grande longueur d'onde (cf. figure 1.4 à droite). Essentiellement négatif dans cette partie du spectre, l'opposée de cette grandeur, nommée *taux de refroidissement vertical*, lui est souvent préféré. Le taux de chauffage vertical est défini comme la divergence du flux net à chaque niveau de l'atmosphère. Il s'agit donc de

2. Dans ce chapitre introductif, la formulation mathématique des grandeurs physiques est réduite autant que possible pour faciliter leur compréhension conceptuelle. Le chapitre théorique suivant posera explicitement toutes les équations des grandeurs essentielles à la thèse.

la description verticale des sources et puits de flux radiatifs qui sont directement liés au taux de variation de la température de l’atmosphère lorsque l’on néglige tous les processus de transfert énergétiques non radiatifs (conduction, convection, chaleur latente liée aux changements d’état de l’eau, ...).

Les processus radiatifs influencent directement les processus atmosphériques. En particulier, le chauffage/refroidissement radiatif vertical qui représente un aspect fondamental de l’effet de serre, est intrinsèquement lié à la dynamique atmosphérique. Le chauffage radiatif caractérise la circulation à grande échelle en contrôlant la vitesse de subsidence en ciel-clair (JEEVANJEE et FUEGLISTALER 2020; MAPES 2001; SAINT-LU, BONY et DUFRESNE 2020). Le gradient de température existant entre l’équateur et les pôles et causé par l’excès de flux radiatif net à l’équateur et son déficit net aux pôles est, par exemple, à l’origine de la formation des cellules de Hadley et des cellules polaires (LIOU 2002, section 8.6, p. 499). De plus, la moyenne globale des précipitations est en grande partie contrainte par le taux de chauffage vertical comme l’explique LIU et al. 2017³.

Du fait de son rôle fondamental comme moteur de la dynamique atmosphérique, la connaissance du taux de chauffage vertical est également importante pour la modélisation du climat par les *Modèles de Circulation Générale* ou GCM pour *General Circulation Models* en anglais (STAMNES, THOMAS et STAMNES 2017, section 8.2.6, p. 290). La modélisation des flux radiatifs et du taux de chauffage, notamment au sein de ces GCM, est réalisée par des *modèles de transfert radiatif*. Le premier type de modèles regroupe les modèles dits *raie-par-raie* et *couche-par-couche* tels que STRANSAC (SCOTT 1974; TOURNIER, ARMANTE et SCOTT 1995) ou LBLRTM (CLOUGH et al. 2005). Ces modèles offrent une précision qui n’est limitée que par la connaissance de la spectroscopie des gaz à effet de serre et par la description verticale de l’atmosphère. La résolution spectrale de ces modèles est potentiellement très importante puisque leurs calculs doivent être réalisés à l’échelle de la raie d’absorption des gaz.

En revanche, le temps de calcul important de ces modèles précis ne permet pas leur application dans les GCM (STAMNES, THOMAS et STAMNES 2017, p. 136). Ces derniers utilisent des modèles de transfert radiatif paramétrisés employant diverses approximations, mais permettant un calcul bien plus rapide et compatible avec la modélisation du climat global nécessitant un très grand nombre de simulations des grandeurs radiatives. Les approximations effectuées par ces modèles paramétrisés, portant notamment sur l’absorption par les gaz ou par les aérosols, ont un impact important sur les sorties des GCM (OINAS et al. 2001; FELS et al. 1991; PINCUS, FORSTER et STEVENS 2016). Les flux radiatifs et taux de chauffage verticaux calculés par les modèles raie-par-raie plus précis peuvent et sont utilisés comme des références pour l’évaluation des modèles paramétrisés (CLOUGH, IACONO et MONCET 1992; PINCUS, FORSTER et STEVENS 2016; PINCUS et al. 2020). De plus, des efforts de modélisation et d’optimisation algorithmique ont été mis en œuvre dans le développement de modèles raie-par-raie rapides tels que le modèle 4A/OP (CHERUY et al. 1995; SCOTT et CHEDIN 1981) développé et maintenu au LMD. Même s’ils ne peuvent en l’état pas servir directement dans les GCM, ces modèles at-

3. La chaleur emmagasinée par l’atmosphère étant faible à l’échelle annuelle ou à de plus longues échelles, la moyenne globale du taux de chauffage radiatif net (H) est équilibrée par la chaleur sensible fournie par la surface (Q_s) et la libération de chaleur latente qui est égale au taux de précipitation multiplié par la chaleur latente de vaporisation ($L_v P$). Les variations de Q_s étant faibles en comparaison de celles de H , cela indique une dépendance importante entre les variations H et celles de $L_v P$, c’est-à-dire des variations de précipitations.

teignent une très grande précision avec un gain significatif en temps de calcul et peuvent ainsi permettre la validation des modèles paramétrisés.

1.2 L'observation spatiale des flux radiatifs

Depuis le lancement de Spoutnik 1 en 1957, de nombreux satellites ont été mis en orbite terrestre pour collecter des données sur l'état de la Terre. L'ensemble de ces données ont de multiples applications en particulier pour la prévision météorologique ou le suivi du climat. L'orbite terrestre offre en effet un point de vue unique sur la Terre que ce soit en orbite géostationnaire, moyenne ou basse. Ces satellites offrent l'avantage de permettre une couverture de la Terre à grande échelle ou même à l'échelle globale ce qui reste très difficile avec des mesures in-situ (stations au sol) ou aéroportées (avions, ballons). La mesure des flux radiatifs fait assez rapidement partie des mesures que réalisent les satellites d'observation de la Terre. Les premiers instruments satellitaires dédiés à la mesure du flux sortant de l'atmosphère, tels que *Earth Radiation Budget* (ERB) sur les plateformes Nimbus-6 et -7, apparaissent dans les années 1970 et mesurent l'OLR et le RSW. Ces deux grandeurs observées de manière globale sur de longues périodes temporelles révèlent tout leur intérêt. Aujourd'hui, nous pouvons distinguer deux types de mesures spatiales des grandeurs radiatives : d'une part les *radiomètres larges bandes*, et d'autre part les *sondeurs infrarouges*. Nous nous intéresserons ici qu'à la description de la mesure spatiale à grande longueur d'onde en nous appuyant notamment sur l'article de revue de BRINDLEY et BANTGES 2016.

1.2.1 Les radiomètres larges bandes

Apparus dans les années 1970, les radiomètres larges bandes réalisent des mesures du bilan radiatif de la Terre au sommet de l'atmosphère. La chronologie présentée en figure 1.5 montre une sélection d'instruments de référence mesurant l'OLR et le RSW. Plus précisément, ces radiomètres larges bandes produisent des mesures de l'OLR spectralement intégrées sur la bande spectrale à grande longueur d'onde. Ces instruments ont très grandement participé à la compréhension et à la modélisation du système climatique. Ces apports sont reconnus dès les années 1980 (HARTMANN et al. 1986 ; RAMANATHAN 1987) et permettent notamment l'amélioration de l'évaluation des paramètres de sensibilité climatique, c'est-à-dire la réponse en température du système climatique induite par un forçage radiatif (FORSTER et GREGORY 2006 ; TETT et al. 2013). Des radiomètres embarqués sur des satellites en orbite terrestre sont toujours en activité et continuent à mesurer le bilan radiatif de la Terre.

Parmi les radiomètres larges bandes en activité se trouve l'instrument *Clouds and the Earth's Radiant Energy System* (CERES), développé par la *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) et actuellement embarqué sur quatre satellites en orbite polaire héliosynchrone (WIELICKI et al. 1996). Deux instruments sont embarqués sur la plateforme Terra lancée en 1999, deux autres le sont sur la plateforme Aqua lancée en 2002, le cinquième instrument est embarqué sur la plateforme Suomi-NPP lancée en 2011 et le sixième sur la plateforme NOAA-20 lancée en 2017. Le radiomètre CERES dispose de trois bandes spectrales larges distinctes (JARECKE et al. 1994 ; LEE et al. 1996). Une bande à courte longueur d'onde mesure le flux solaire entre 0.3 et 5 μm ,

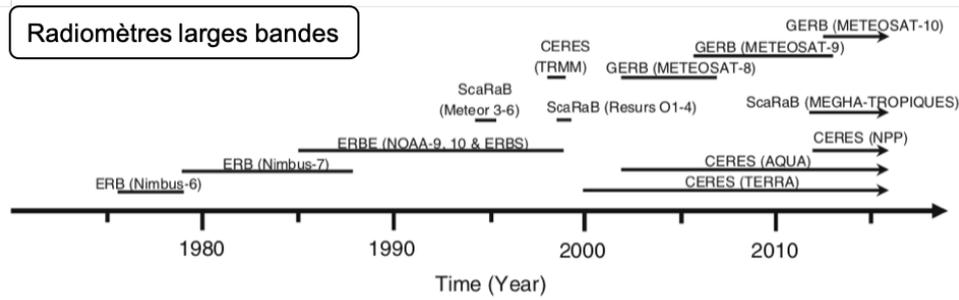


FIGURE 1.5 – Exemples de radiomètres larges bandes dédiés à la mesure de l’OLR et du RSW. Les plateformes sur lesquelles les instruments sont embarqués sont indiquées entre parenthèses et les flèches indiquent les missions toujours actives en 2016. Figure adaptée de BRINDLEY et BANTGES 2016.

une autre mesure spécifiquement le flux dans la bande étroite correspondant à la fenêtre infrarouge atmosphérique entre 8 et 12 μm et une bande totale mesure le flux entre 0.3 μm et au-delà de 100 μm . L’instrument CERES permet donc de restituer l’OLR intégré sur une bande spectrale entre 5 μm et au-delà de 100 μm (en deçà de 100 cm^{-1} jusqu’à 2000 cm^{-1}).

Un autre exemple de radiomètre large bande est l’instrument *Scanner for Radiation Budget* (ScaRaB) actuellement embarqué sur la plateforme franco-indienne Megha-Tropiques (ROCA et al. 2015), lancée en 2011 et développée par le *Centre National d’Études Spatiales* (CNES) et l’*Indian Space Research Organisation* (ISRO). Contrairement aux plateformes embarquant les instruments CERES, Megha-Tropiques suit une orbite très inclinée de 20° et ne survole donc que les tropiques. Les bandes spectrales mesurées par ScaRaB sont au nombre de quatre. Une première bande mesure le flux visible entre 0.55 et 0.65 μm , une deuxième mesure le flux à courte longueur d’onde entre 0.2 et 4 μm , une troisième correspond à la bande totale entre 0.2 et 100 μm et enfin une dernière mesure le flux entre 10.5 et 12.5 μm . Alors que les bandes 2 et 3 permettent la mesure large bande du flux, les bandes 1 et 4 sont principalement utilisées pour l’identification des scènes. L’instrument ScaRaB permet donc la restitution de l’OLR entre 4 et 100 μm (100 et 2500 cm^{-1}).

Au-delà des difficultés liées à la calibration des radiomètres larges bandes ajoutant aux incertitudes des variables estimées (LOEB et al. 2009), l’une des limites de ce type d’instruments pour la mesure de l’OLR est le fait qu’ils ne peuvent produire que des grandeurs intégrées sur de grandes plages spectrales. À cause de phénomènes de compensations entre les différentes régions du spectre à grande longueur d’onde, la mesure intégrée des spectromètres larges bandes ne fournit pas l’information permettant de discriminer les signatures fines des différents processus climatiques et des paramètres qui les contrôlent comme les gaz à effet de serre, les nuages ou la température (KOLL et CRONIN 2018). D’autre part, les grandeurs spectralement intégrées ne permettent pas de restituer d’information sur la répartition verticale des grandeurs radiatives.

1.2.2 Les sondeurs infrarouges

Les sondeurs infrarouges de première génération

À la différence des radiomètres larges bandes, les sondeurs infrarouges offrent une information résolue spectralement. Concomitamment aux radiomètres larges bandes, dans les années 1970, une première génération de sondeurs infrarouges a été mise en orbite. Un exemple est donné par le système *TIROS-N Operational Vertical Sounder* (TOVS), et son successeur *Advanced TOVS* (ATOVS), qui incluent le sondeur infrarouge High-resolution InfraRed Sounder (HIRS) et sont embarqués sur la suite des plateformes NOAA et depuis les années 2000, HIRS est également embarqué sur les plateformes Metop. HIRS produit une mesure spectrale de l'infrarouge thermique sur 19 canaux caractérisés par une résolution spectrale comprise entre 10 et 20 cm^{-1} . Ces sondeurs infrarouges de première génération tirent leur nom de leur capacité à restituer une information résolue verticalement sur l'état de l'atmosphère comme les profils de température et de concentration de vapeur d'eau en plus de l'information sur les propriétés de surface et des nuages. Ils ont ainsi grandement contribué à l'amélioration des modèles de prévisions numériques du temps qui assimilent de manière opérationnelle les données de ces instruments (RIZZI et MATRICARDI 1998 ; ENGLISH et al. 2000).

Ces sondeurs infrarouges de première génération ont également été utilisés pour l'estimation des grandeurs radiatives à grande longueur d'onde. Le système TOVS a permis la réalisation de bases de données d'OLR (par ex. ELLINGSON et al. 1989 ; ELLINGSON et al. 1994 ; SUSSKIND et al. 1997) et même de profils de flux radiatifs à grande longueur d'onde (SCOTT et al. 1999). La méthode permettant d'inverser ces profils s'appuie sur les travaux précurseurs au Laboratoire de Météorologie Dynamique sur les méthodes d'apprentissage par réseaux de neurones (CHERUY et al. 1996 ; CHEVALLIER 1998 ; CHEVALLIER et al. 2000). Cette méthode, sur laquelle nous nous appuyerons dans cette thèse, fait appel à des réseaux de neurones de type perceptron multicouches (PMC) qui modélisent les relations non-linéaires reliant les températures de brillance mesurées par le sondeur infrarouge aux profils verticaux de flux radiatif en s'appuyant sur une base de données d'apprentissage réalisée à partir d'un code de transfert radiatif.

Les sondeurs infrarouges à haute résolution spectrale

La chronologie présentée en figure 1.6 nous montre que les années 2000 ont vu la mise en œuvre d'une nouvelle génération de sondeurs infrarouges : les sondeurs à haute résolution spectrale parmi lesquels *Atmospheric Infrared Sounder* (AIRS), *Infrared Atmospheric Sounding Interferometer* (IASI) et *Cross-track Infrared Sounder* (CrIS). En comparaison des sondeurs de première génération, ils offrent une résolution spectrale bien plus fine (inférieure à 1 cm^{-1}). La richesse de l'information fournie par les spectres mesurés par ces instruments fait qu'ils sont assimilés de manière opérationnelle dans les modèles de prévisions numériques du temps qu'ils contraignent de manière importante (HILTON et al. 2012). La mesure à haute résolution spectrale permet aussi de suivre l'évolution de multiples variables climatiques essentielles telles que les grandeurs atmosphériques et de surface et la composition de l'atmosphère y compris les gaz à effet de serre (CREVOISIER 2018). Cette information spectrale permet également l'estimation des flux radiatifs par diverses méthodes visant différents objectifs.

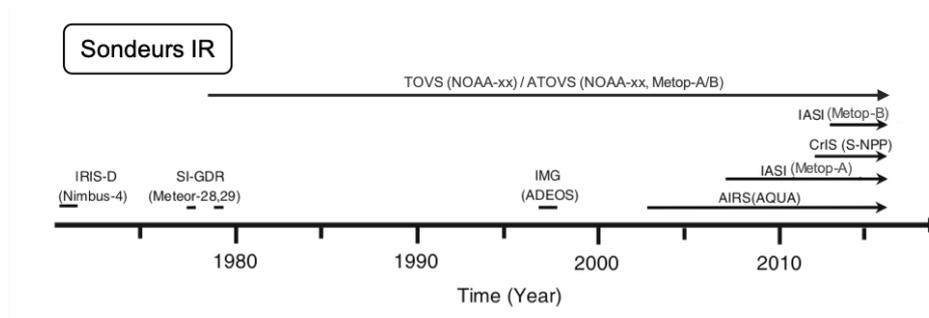


FIGURE 1.6 – Exemples de sondeurs infrarouges de première génération (par exemple TOVS) et à haute résolution spectrale (par exemple IASI). Les plateformes sur lesquelles les instruments sont embarqués sont indiquées entre parenthèses et les flèches indiquent les missions toujours actives en 2016. Figure adaptée de BRINDLEY et BANTGES 2016.

La méthode décrite par SUN et al. 2010 permet par exemple de déterminer l'OLR à partir du spectre de luminance d'AIRS sur la plateforme Aqua. Cette méthode repose sur la constitution de coefficients de régressions générés en prenant comme référence absolue les mesures d'OLR effectuées par l'instrument CERES également embarqué sur Aqua. Basée sur ces résultats, une autre méthode a été développée par ZHANG et al. 2016 pour estimer l'OLR à partir des mesures des instruments CrIS et IASI. Elle repose également sur des coefficients de régression en prenant pour référence CERES Aqua. L'avantage de cette approche est de constituer des bases de données cohérentes quel que soit le sondeur à haute résolution spectrale utilisé. Cependant, cette mesure d'OLR n'est pas indépendante des mesures de CERES.

Une autre approche de la détermination de l'OLR à partir des sondeurs infrarouges à haute résolution spectrale consiste à utiliser les profils atmosphériques et les propriétés de surface restitués par ces instruments comme entrées de modèles de transfert radiatif directs. Cette méthode a été appliquée à AIRS par SUSSKIND et al. 2012 en utilisant un algorithme de transfert radiatif qui avait été développé initialement pour restituer l'OLR à partir de TOVS (SUSSKIND et al. 1997; MEHTA et SUSSKIND 1999b). Cette approche possède l'avantage d'être indépendante de la mesure des radiomètres larges bandes, mais propose un OLR qui dépend des performances du modèle à bande sur lequel elle repose (décrit par MEHTA et SUSSKIND 1999a) et de la qualité de l'inversion des profils atmosphériques et des propriétés de surface.

Une troisième méthode tire parti de la richesse de l'information spectrale de la mesure des luminances à très grandes résolutions en produisant un OLR spectral. Cette méthode repose sur la construction d'un modèle de distribution angulaire ou *Angular Distribution Model* (ADM) visant à établir la relation entre la luminance mesurée par le sondeur à un angle donné et l'OLR qui lui correspond. Cette relation définie par le facteur d'anisotropie est construite pour chaque canal et pour chaque angle de mesure permettant ainsi de restituer un spectre d'OLR. Cette méthode a été appliquée sur les produits d'AIRS par HUANG et al. 2008 et HUANG, LOEB et YANG 2010 qui se basent sur des mesures colocalisées avec CERES puis appliquent un algorithme de régression linéaire multivariée permettant de restituer l'OLR sur les plages spectrales qui ne sont pas couvertes par AIRS. SONG et WANG 2016 propose également une estimation de l'OLR spectral à partir

des luminances d'AIRS en se basant sur un ADM. La méthode repose uniquement sur la mesure AIRS et un modèle de transfert radiatif sans avoir recours à des informations auxiliaires proposant ainsi une mesure indépendante des autres instruments.

Les sondeurs infrarouges à haute résolution spectrale actuels ne mesurent que des spectres dans l'infrarouge thermique. L'infrarouge lointain (FIR), au-delà de $15 \mu\text{m}$, n'est en revanche aujourd'hui couvert par aucun sondeur. Or environ 50 % de l'OLR est émis dans l'infrarouge lointain et le rôle de la vapeur d'eau dans cette partie du spectre est très important (HARRIES et al. 2008). La mission *Far-infrared Outgoing Radiation Understanding and Monitoring* (FORUM) a été sélectionnée par l'*European Space Agency* (ESA) pour faire partie de la neuvième mission *Earth Explorer* (PALCHETTI et al. 2020). Avec un lancement prévu pour 2026, l'instrument FORUM couvrira l'infrarouge lointain jusqu'à $100 \mu\text{m}$ et, en synergie avec IASI-NG, la quasi-totalité du spectre à grande longueur d'onde sera couvert avec une résolution spectrale fine (0.50 et 0.25 cm^{-1} respectivement ; RIDOLFI et al. 2020).

Le sondeur infrarouge à haute résolution spectrale IASI

L'instrument IASI est un spectromètre à transformée de Fourier à très grande résolution spectrale basé sur le principe de l'interféromètre de Michelson et couplé à un imageur infrarouge (<https://iasi.cnes.fr/fr>). Développé conjointement par le CNES et l'*Organisation européenne pour l'exploitation des satellites météorologiques* ou *European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites* (EUMETSAT), il a été lancé en orbite polaire héliosynchrone sur la série de trois plateformes nommées *Meteorological Operational Platform* (Metop) dans le cadre de l'*EUMETSAT Polar System* (EPS) (KLAES et al. 2021). Le premier lancement sur la plateforme Metop-A a eu lieu en 2006, le deuxième sur Metop-B en 2012 et le troisième et dernier sur Metop-C en 2018. Les 8461 canaux de l'instrument IASI offrent une couverture spectrale continue du domaine infrarouge thermique entre 645 et 2760 cm^{-1} (3.63 et $15.5 \mu\text{m}$) à une résolution spectrale de 0.25 cm^{-1} et de 0.5 cm^{-1} après apodisation (produit de niveau 1c). Des spectres de luminance et de température de brillance IASI simulés par le code de transfert radiatif 4A/OP sont représentés en figure 1.7 pour une atmosphère de type tropical. La figure 1.8 présente la géométrie de balayage de l'instrument IASI. Cette géométrie lui permet de réaliser une couverture globale de la Terre deux fois par jour grâce à sa largeur de fauchée de 2200 km . Pour chaque vue, IASI analyse une cellule d'atmosphère divisée en une matrice de 2×2 pixels circulaires dont la résolution au sol est de 12 km au nadir.

En plus de son apport pour les modèles de prévision numérique du temps, l'instrument IASI permet d'estimer une grande partie des ECV : profils de température et de vapeur d'eau, température et émissivité de surface, nuages, aérosols et concentration des gaz traces dont les gaz à effet de serre les plus importants. L'instrument IASI a également permis de restituer plus de 25 espèces chimiques dont certaines n'ont jamais été observées depuis l'espace auparavant.

La combinaison de la grande stabilité spectrale et radiométrique de IASI et de la longue série temporelle qu'offriront ces trois missions (20 ans) en font un instrument de choix pour suivre l'évolution des variables climatiques. Les études du bilan radiatif infrarouge sont d'ailleurs l'un des objectifs principaux de l'instrument IASI comme le mentionne le plan scientifique de la mission : IASI SOUNDING SCIENCE WORKING GROUP, CAMY-PEYRET et EYRE 1998. Ce dernier prévoit une restitution de l'OLR spectral entre 645 et 2760 cm^{-1}

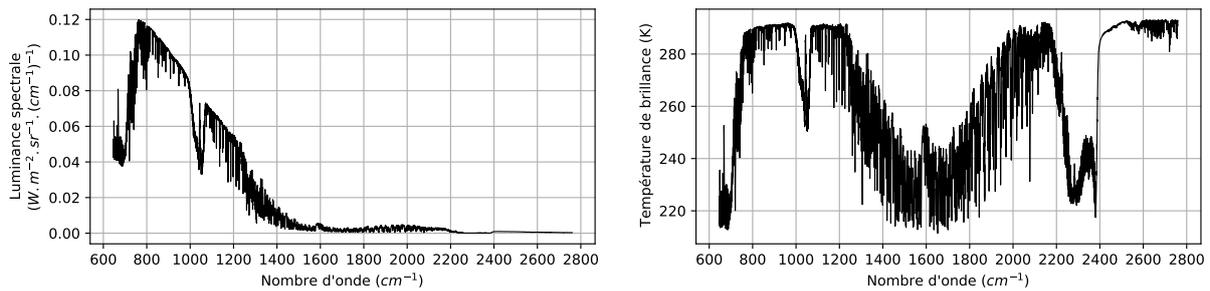


FIGURE 1.7 – Spectre de luminance (gauche) et spectre de température de brillance (droite) IASI simulés par 4A/OP pour l’atmosphère moyenne tropicale de TIGR 2000^a au nadir. L’échantillonnage spectral est 0.25 cm^{-1} entre 645 et 2760 cm^{-1} , soit 8461 canaux.

a. Plus d’information sur TIGR 2000 sont disponibles ici : <https://ara.lmd.polytechnique.fr/index.php?page=tigr>

en omettant les parties du spectre à grande longueur d’onde situées au-delà de ces bornes. Il prévoit ensuite l’extrapolation à tout le spectre à grande longueur d’onde en s’appuyant sur le transfert radiatif en ciel-clair permettant ainsi de produire une climatologie de l’OLR spectral sur toute la période IASI. Le rapport mentionne également une discrimination de chaque contributeur au forçage radiatif en s’appuyant sur des régressions basées sur une sélection de canaux appropriée. Ensuite, l’estimation du taux de chauffage vertical à chaque niveau atmosphérique est planifiée en employant les modèles de transfert radiatif.

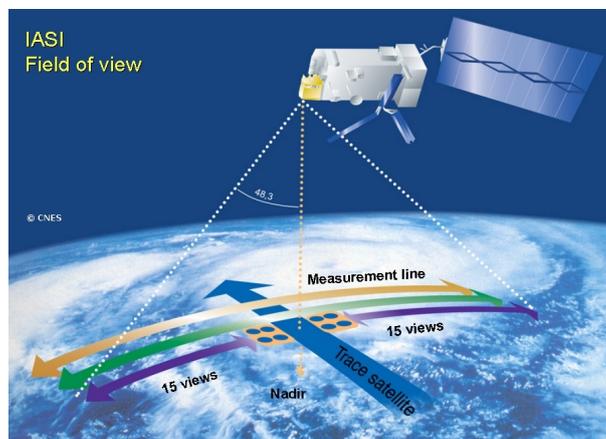


FIGURE 1.8 – Géométrie de balayage de l’instrument IASI (Source : CNES).

Des efforts ont récemment été menés pour déterminer ces grandeurs radiatives à partir des mesures de l’instrument IASI. Outre l’estimation de l’OLR intégré spectralement développée par ZHANG et al. 2016 précédemment mentionnée, WHITBURN et al. 2020 propose une méthode basée sur des ADM construits sur des situations issues de données de réanalyses (issues du *Copernicus Atmosphere Monitoring Service (CAMS)*) permettant de restituer l’OLR spectral sur une grande partie du spectre IASI entre 645 et 2300 cm^{-1} . Cette estimation de l’OLR ne couvre pas les nombres d’ondes supérieurs à 2300 cm^{-1} , mais surtout l’infrarouge lointain situé en deçà de 645 cm^{-1} qui représente environ la moitié du flux à grande longueur d’onde PALCHETTI et al. 2020. TURNER, LEE et TETT

2015 proposent une méthodologie permettant d’extrapoler le spectre de luminance IASI en modélisant les corrélations qui existent entre les canaux mesurés et ceux qui ne le sont pas. Ce modèle prédictif, construit grâce à un modèle de transfert radiatif, permet d’obtenir le spectre de luminance entre 25 et 3000 cm^{-1} .

L’information verticale contenue dans le spectre IASI permettrait également de restituer des profils de flux radiatifs et de taux de chauffage. FELDMAN et al. 2008 montre que l’information contenue dans le spectre mesuré par IASI pour l’estimation des taux de chauffage est plus riche que ceux des autres instruments étudiés. Ces conclusions suggèrent l’intérêt de développer une estimation des profils de taux de chauffage qui, à notre connaissance, n’a pas encore été développée à partir des sondeurs infrarouges à haute résolution spectrale⁴.

L’intérêt du développement de méthodes permettant l’estimation des grandeurs liées aux flux radiatifs à partir des sondeurs infrarouges est d’autant plus grand que de nouvelles missions sont en cours de développement. La suite de l’instrument IASI est d’ores et déjà prévue avec le lancement planifié pour 2024 du futur instrument IASI-NG dans le cadre de l’*EUMETSAT Polar System – Second Generation* (EPS-SG). Présentant la même couverture spectrale que IASI, mais à une résolution spectrale doublée (0.25 cm^{-1} après apodisation) et un bruit radiométrique divisé par deux pour les canaux à grande longueur d’onde par rapport à IASI, IASI-NG offrira une information encore plus fine sur le spectre d’émission de la Terre (CREVOISIER et al. 2014). Les trois satellites prévus dans le cadre d’EPS-SG couvriront la période 2024–2043 permettant de produire une continuité de la mesure à la suite de IASI.

1.3 Motivations du travail de thèse

L’importance de grandeurs radiatives telles que l’OLR, les flux radiatifs et le taux de chauffage vertical dans la distribution de l’énergie au sein de l’atmosphère en font des objets d’études centraux pour la modélisation de l’évolution climat et des processus atmosphériques. Les progrès de l’observation spatiale présentent l’opportunité de restituer l’OLR et le taux de chauffage vertical à l’échelle globale et sur des périodes longues nécessaires pour les études climatiques.

Parmi les derniers sondeurs infrarouges orbitant autour de la Terre, l’instrument IASI met à disposition des mesures de luminance spectrale dans l’infrarouge thermique permettant la restitution des spectres d’OLR à grande résolution spectrale. Mais la très grande richesse informationnelle de ces mesures permettrait également de restituer les profils de taux de chauffage à grande longueur d’onde, produit inédit pour les sondeurs infrarouges. Ces produits d’observations spatiales peuvent grandement contribuer aux études sur le climat et les processus atmosphériques, mais aussi permettre de mieux contraindre et de contribuer à l’amélioration de la paramétrisation du transfert radiatif des GCM.

Dans ce champ très actif de la recherche qu’est la télédétection spatiale des variables climatiques, la présente thèse vise à déterminer l’apport de l’instrument IASI à la détermination des grandeurs radiatives à grande longueur d’onde. Les objectifs de ce travail sont multiples :

4. Notons l’existence d’un produit taux de chauffage dérivé des observations des satellites *CloudSat* and *Cloud–Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations* (CALIPSO) (HENDERSON et al. 2013).

- Améliorer la modélisation raie-par-raie des flux radiatifs et du taux de chauffage à grande longueur d’onde afin de proposer une base précise pour le développement des méthodes d’estimations,
- Mieux comprendre les paramètres atmosphériques et de surface qui affectent les flux radiatifs et le taux de chauffage vertical,
- Proposer des méthodes pour la détermination de l’OLR et pour la première fois du taux de chauffage à grande longueur d’onde à partir des observations de l’instrument IASI,
- Appliquer ces méthodes sur le plus grand nombre de données IASI et commencer à déterminer leur apport à la connaissance du climat.

Les méthodes développées pour le sondeur infrarouge IASI seront adaptables aux autres sondeurs infrarouges à haute résolution spectrale déjà en orbite, mais aussi des futurs instruments en cours de développement tels que IASI-NG et FORUM.

1.4 Plan du manuscrit

Après cette introduction et l’exposition des motivations de cette thèse, nous allons présenter dans le chapitre 2, le transfert radiatif atmosphérique en définissant les processus physiques qui entrent en jeu dans l’interaction entre le rayonnement et les composants de l’atmosphère terrestre. Nous établirons les équations centrales du transfert radiatif qui en découlent et leur résolution, afin de définir les flux radiatifs hémisphériques, le flux net et le taux de chauffage à grande longueur d’onde. Dans ce chapitre, nous décrirons les différents types de modèles de transfert radiatif qui résolvent ces équations en permettant ainsi le calcul des grandeurs radiatives. Enfin, nous y décrirons le développement et l’implémentation du nouveau module de calcul des flux et du taux de chauffage monochromatiques, intégré au code de transfert radiatif 4A/OP et validé dans le cadre de l’exercice international d’intercomparaison des codes de transfert radiatif de référence pour le forçage radiatif (RFMIP).

À partir des simulations rendues possibles par 4A-Flux, nous présentons dans le chapitre 3, une étude de sensibilité de l’OLR et du taux de chauffage vertical aux variations des paramètres atmosphériques et de surface. Nous y présenterons également une application à l’analyse des forçages radiatifs pour des scénarios climatiques de référence permettant de mieux comprendre les variations de l’OLR et du chauffage vertical préindustriel, présent et futur. Enfin, en nous appuyant sur l’étude de sensibilité, nous évaluons les variations attendues de l’OLR sur la période d’observation de l’instrument IASI utilisé dans la suite du travail.

Le chapitre 4 décrit le développement d’une approche basée sur des réseaux de neurones permettant de déterminer l’OLR en ciel-clair à partir de sondeurs infrarouges à haute résolution et plus spécifiquement dans cette thèse, à partir de l’instrument IASI. Cette méthode neuronale s’appuie sur la constitution de bases de données d’apprentissage représentatives des variabilités terrestres de l’OLR et des spectres IASI simulés par 4A-Flux et 4A/OP. Cette méthode sera validée par intercomparaison à des mesures colocalisées entre des observations de IASI sur la plateforme Metop-A et du radiomètre large bande ScaRaB sur la plateforme Megha-Tropiques.

Dans le chapitre 5, l’application de cette approche neuronale d’estimation de l’OLR à toute la série d’observations de IASI permettra de montrer l’apport de cet instrument

à la connaissance de l'OLR. Nous proposerons une analyse des anomalies mensuelles d'OLR et des corrélations existant entre l'OLR et le phénomène climatique *El Niño - Southern Oscillation* (ENSO). Les séries temporelles ainsi que les cartes globales d'OLR seront comparées aux observations de radiomètres larges bandes ScaRaB et CERES. Enfin, nous démontrerons la possibilité d'appliquer notre méthode neuronale à la détermination, inédite depuis l'espace, du profil de taux de chauffage à grande longueur d'onde, ouvrant des possibilités d'études de cette grandeur centrale pour le climat.

