

# THESE

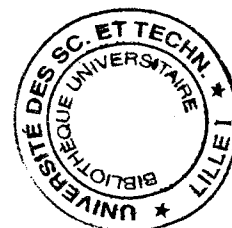
présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE

pour obtenir le titre de  
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE

spécialité

LASERS, MOLECULES, RAYONNEMENT ATMOSPHERIQUE



par

Martial HAEFFELIN

## “Etude des Performances de Sondes Radiométriques et des Protocoles d’Interprétation des Données du Bilan Radiatif de la Terre”

soutenue le 27 août 1996 devant la commission d’examen :

M. G. GUYOT	INRA, Avignon	Rapporteur
M. R. KANDEL	LMD CNRS, Paris	Rapporteur
Mme E. SCOTT	VPI&SU, Blacksburg	Rapporteur
M. H. VANLANDINGHAM	VPI&SU, Blacksburg	Rapporteur
M. M. LEGRAND	LOA USTL, Lille	Examineur
M. G. BROGNIEZ	LOA USTL, Lille	Directeur de Thèse
M. R. MAHAN	VPI&SU, Blacksburg	Directeur de Thèse

**U.F.R. de Physique Fondamentale**

LABORATOIRE D’OPTIQUE ATMOSPHERIQUE

## Résumé.

Deux aspects des études du bilan radiatif de la Terre et de l'impact des nuages sur notre système climatique sont considérés dans cette thèse : l'instrumentation et l'interprétation des données.

Des modèles numériques ont été développés pour caractériser le comportement optique et radiatif, la réponse dynamique électrothermique et les phénomènes thermiques transitoires de la structure de sondes radiométriques. Ces modèles, appliqués à un radiomètre à balayage embarqué sur satellite, sont utilisés pour déterminer la réponse spatiale à une source ponctuelle, la fonction de transfert de modulation, et l'éventuelle contamination du signal due au rayonnement parasite et à l'émission thermique propre de l'instrument. Les possibilités de ces modèles sont démontrées en simulant l'observation de scènes terrestres au cours d'un balayage. Le modèle optique et radiatif est également utilisé au cours du développement d'un radiomètre infrarouge de terrain pour interpréter les résultats expérimentaux de caractérisation de l'instrument. Le modèle a notamment permis de définir la sensibilité de la réponse du radiomètre aux incertitudes de montage.

Le traitement des données permet la conversion des mesures radiométriques en estimations de flux au sommet de l'atmosphère. Les principales sources d'erreurs proviennent des méthodes utilisées pour compenser les données non échantillonnées. L'algorithme d'interpolation temporel appliqué à un faible nombre de mesures peut produire des estimations de flux moyens mensuels contenant des biais significatifs. Un protocole d'interpolation diurne utilisant des données corrélatives de couverture nuageuse ISCCP est développé pour compenser le faible échantillonnage temporel des mesures du bilan radiatif de la Terre. Les biais sont considérablement réduits sur les régions où les variations de la nébulosité sont bien prises en compte par les données ISCCP.

## **Abstract.**

Two aspects of the study of the Earth radiation budget and the effects of clouds on our climate system are considered in this dissertation : instrumentation and data interpretation.

Numerical models have been developed to characterize the optical/thermal-radiative behavior, the dynamic electrothermal response and the structural thermal transients of radiometric channels. These models, applied to a satellite-borne scanning radiometer, are used to determine the instrument point spread function and the potential for optical and thermal-radiative contamination of the signal due to out-of-field radiation and emission from the radiometer structure. The capabilities of the model are demonstrated by scanning realistic Earth scenes. In addition, the optical/thermal-radiative model is used for the development of an infrared field radiometer to interpret results from the experimental characterization of the instrument. The model allowed the sensitivity of the instrument response to assembly uncertainties to be determined.

Data processing consists of converting radiometric data into estimates of the flux at the top of the atmosphere. Primary error sources are associated with the procedures used to compensate for unsampled data. The time interpolation algorithm applied to a limited number of observations can produce significantly biased estimates of monthly mean fluxes. A diurnal interpolation protocol using correlative ISCCP cloudiness data is developed to compensate for sparse temporal sampling of Earth radiation budget data. The bias is shown to be significantly reduced in regions where the variability of the cloud cover is well accounted for by ISCCP data.

*Par là elle<sup>1</sup> devient plus indécise, plus flottante, mais sans cesser d'être soumise à des lois qu'il est de notre intérêt autant que notre honneur de découvrir.*

M. E. Duclaux, Mai 1891

---

<sup>1</sup>La circulation atmosphérique dans les moyennes latitudes de l'hémisphère nord [1].

## Remerciements / Acknowledgements

I would like to thank my advisor at Virginia Polytechnic Institute and State University, Dr. J. Robert Mahan, for his support and guidance throughout the past five years I have worked with him on my graduate studies. I am particularly thankful for his confidence in me, for his positive and professional attitude in research, and for his enthusiasm as we were exploring the possibilities of a double-doctorate degree. Je tiens à remercier Monsieur Gérard Brogniez, mon directeur de thèse à l'Université des Sciences et Technologies de Lille, pour son soutien et ses précieux conseils au cours de mes trois années de thèse.

I would also like to thank Dr. Elaine Scott and Dr. Hugh VanLandingham for serving on my advisory committee and acting as “rapporteurs” to comply with the French doctoral requirements. Je remercie également Monsieur Gérard Guyot pour avoir accepté de servir en tant que rapporteur dans mon jury de thèse. J'adresse mes vifs remerciements à Monsieur Robert Kandel pour son encadrement, ses conseils et son soutien tout au long de mes travaux de recherche au Laboratoire de Météorologie Dynamique du CNRS ainsi que pour ses fonctions de rapporteur dans mon jury de thèse. Je tiens à remercier aussi tout particulièrement Monsieur Michel Legrand pour sa confiance, sa précieuse aide et son intérêt dans mon travail au cours de mon année de recherche au Laboratoire d'Optique Atmosphérique.

I would like to thank my colleagues in the Thermal Radiation Group for providing an interesting and challenging working environment, in particular Ms. Stéphanie Weckmann and Dr. Pierre Villeneuve for their help and friendship. Je voudrais remercier mes collègues au Laboratoire d'Optique Atmosphérique, en particulier Monsieur Christophe Pietras pour son aide et son amitié. Je remercie également mes collègues au Laboratoire de Météorologie Dynamique, en particulier Madame Claudia Stubenrauch pour sa précieuse aide au cours de mes travaux, son support, ses conseils et ses encouragements.

Thanks are extended to the National Aeronautics and Space Administration for its continuous graduate student research assistantship support under grant NGT-51108 and in particular to Mr. Robert B. Lee, III, at NASA Langley Research Center for his assistance. Le travail présenté dans cette thèse a bénéficié du support financier du Centre National d'Etudes Spatiales, de l'Agence Spatiale Européenne, et du Centre National de la Recherche Scientifique.

Je remercie mes parents pour le soutien et les encouragements qu'ils m'apportent. A mes amis, je dis merci ; to my friends, I say thank you for being my friends. I am particularly grateful to my friends Dr. Cynthia Lease and Dr. David Jaquess for their love, support and endless encouragements during this past year I have spent in Blacksburg.

# Table des matières / Table of Contents

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>1</b>
1.1	The Earth and its Climate . . . . .	1
1.2	Global Change and Space Observations . . . . .	2
1.2.1	Changes in the Earth's Climate . . . . .	4
1.2.2	Programs for Earth Observation from Space . . . . .	5
1.3	Components of the Earth's Radiative Field . . . . .	7
1.4	Monitoring the ERB Components from Space . . . . .	8
1.5	Processing of ERB Radiometric Data . . . . .	9
1.6	Organization of the Dissertation . . . . .	10
<b>2</b>	<b>Motivation for this work</b>	<b>12</b>
2.1	Numerical Models of Radiometers . . . . .	13
2.1.1	ERB Scanning Radiometers . . . . .	13
2.1.2	Infrared Radiometers . . . . .	14
2.2	Uncertainties of ERB Data Processing . . . . .	15
2.2.1	ERB Error Sources . . . . .	15
2.2.2	Reducing Time Sampling Errors . . . . .	16

<b>I</b>	<b>ERB Radiometric Channel Performance</b>	<b>19</b>
<b>3</b>	<b>ERB Monitoring Instruments</b>	<b>20</b>
3.1	Space-borne Radiometers . . . . .	20
3.1.1	The ERBE and CERES Scanning Radiometers . . . . .	21
3.1.1.1	The Optics . . . . .	21
3.1.1.2	The detector . . . . .	24
3.1.2	The ScaRaB Radiometer . . . . .	28
3.1.2.1	The optics . . . . .	29
3.1.2.2	The Detector . . . . .	31
3.2	Field Radiometers . . . . .	31
3.2.1	The CLIMAT Infrared Radiometer . . . . .	31
<b>4</b>	<b>Numerical Models of Radiometric Channels</b>	<b>35</b>
4.1	Numerical Models of a CERES-like Radiometer . . . . .	35
4.1.1	The Optical/Thermal-Radiative Module . . . . .	36
4.1.2	Detector Dynamic Electrothermal Module . . . . .	39
4.1.3	The Telescope Thermal Conductive Module . . . . .	45
4.1.4	The End-to-End Dynamic Radiative Electrothermal Model . .	47
4.2	Numerical Model of the CLIMAT Radiometer . . . . .	49
<b>5</b>	<b>Modeled Channel Performance</b>	<b>51</b>
5.1	Predicted Optical/Thermal-Radiative Performance . . . . .	51
5.1.1	Discretization of the FOV . . . . .	53
5.1.2	Computation of Distribution Factors . . . . .	54
5.1.2.1	Radiative Exchange between Telescope and Detector	56
5.1.2.2	Diffuse Distribution Factors . . . . .	58
5.1.2.3	Collimated Distribution Factors . . . . .	58
5.1.3	Point Spread Function of the Optics . . . . .	62
5.1.4	Distribution of Energy on the Detector . . . . .	64



5.2	Predicted Dynamic Electrothermal Performance . . . . .	68
5.2.1	Temperature Distribution through the Detector . . . . .	69
5.2.2	Study of Equivalence . . . . .	72
5.2.2.1	Response of Detector to Spot Illuminations . . . . .	72
5.2.2.2	Response of Detector to Diffuse and Collimated Ra- diation . . . . .	74
5.2.2.3	Response of Detector to Nonuniform Earth Scenes . . . . .	77
5.2.3	Instrument Point Spread Function . . . . .	77
5.2.4	Calibration . . . . .	80
5.3	Predicted Thermal Conductive Performance . . . . .	82
5.3.1	Temperature Distribution in the Instrument Structure . . . . .	82
5.3.2	Thermal Noise . . . . .	88
5.4	Simulation of an Earth scan using the End-to-End Model . . . . .	92
5.4.1	Atmospheric Radiative Transfer Module . . . . .	92
5.4.2	Scanning Procedure and Coupling of the Models . . . . .	93
5.4.3	Capabilities of the Model . . . . .	97
5.4.3.1	Understanding ERB Remote-Sensing Data . . . . .	97
5.4.3.2	BDRF Study . . . . .	102
5.4.4	Study of Registration . . . . .	105
5.5	Performance of the CLIMAT Radiometer . . . . .	110
5.5.1	Illustration of the instrument optical principle . . . . .	111
5.5.2	Optimum Location of Detector on Optical Axis . . . . .	114
5.5.3	Dimension of the Entrance Diaphragm . . . . .	116
5.5.4	Optical Coherence between Channels . . . . .	117
5.5.5	Determination of the Instrument Field of View . . . . .	119
5.5.5.1	Definition of the Field of View . . . . .	119
5.5.5.2	Experimental Determination of the FOV . . . . .	120
5.5.5.2.1	Experimental System. . . . .	121
5.5.5.2.2	Measurement Principle . . . . .	121





5.5.5.2.3	Results . . . . .	123
5.5.5.3	Numerical Determination of the FOV . . . . .	125
5.5.5.3.1	The Ideal Instrument . . . . .	125
5.5.5.3.2	The Real Instrument . . . . .	125
5.5.6	Sensitivity Analysis of Instrument Response to Assembly Un- certainties . . . . .	128
5.5.6.1	Diffusely Emitting Blackbody . . . . .	130
5.5.6.2	Point Sources . . . . .	132
5.5.7	Characterization of the Radiative Performance . . . . .	135
5.6	Conclusions . . . . .	139
5.6.1	The CERES-like Scanning Radiometer . . . . .	140
5.6.2	The CLIMAT Infrared Field Radiometer . . . . .	141
<b>II</b>	<b>Protocoles d'Interpretation des Données du BRT</b>	<b>142</b>
<b>6</b>	<b>Traitement secondaire des données ERBE</b>	<b>143</b>
6.1	Modèles de dépendance angulaire . . . . .	145
6.1.1	Propriétés des modèles angulaires . . . . .	146
6.1.2	Fonction de réflectance bidirectionnelle . . . . .	148
6.1.3	Albédo directionnel . . . . .	150
6.1.4	Classification de la nébulosité . . . . .	153
6.2	Algorithme de moyennes temporelles . . . . .	153
6.2.1	Description de l'algorithme d'interpolation et extrapolation temporelle dans le domaine spectral des ondes courtes . . . . .	154
6.2.2	Hypothèses de l'algorithme et implications . . . . .	158
6.3	Etudes des faiblesses de l'algorithme . . . . .	160
6.3.1	Eléments d'orbitographie des satellites de ERBE . . . . .	160
6.3.2	Etude de l'échantillonnage des angles de mesure . . . . .	163
6.3.2.1	Géométrie de mesure . . . . .	163

6.3.2.1.1	L'angle solaire zénithal . . . . .	163
6.3.2.1.2	L'angle zénithal d'observation . . . . .	167
6.3.2.1.3	Azimut relatif entre le Soleil et le satellite. . . . .	167
6.3.2.1.4	Albédo, fonction seule de l'angle solaire zénithal. . . . .	173
6.3.2.2	Biais liés à l'heure de mesure . . . . .	176
6.3.3	Etudes des cycles diurnes de la nébulosité . . . . .	177
6.3.3.1	L'exemple des stratocumulus . . . . .	179
6.3.3.2	Erreurs liées à l'identification de scène . . . . .	180
6.3.3.3	Erreurs liées à la classification des nuages . . . . .	181
6.4	Conclusion du Chapitre . . . . .	184
<b>7</b>	<b>Les données ERBE</b>	<b>186</b>
7.1	Région de stratocumulus aux latitudes tropicales . . . . .	188
7.1.1	Cycles diurnes de la nébulosité et observations . . . . .	188
7.1.2	Cycles diurnes du flux solaire réfléchi . . . . .	191
7.2	Région de convection sur le Sud-Ouest africain . . . . .	194
7.2.1	Variabilité de la nébulosité et observations . . . . .	194
7.2.2	Cycles diurnes du flux solaire réfléchi . . . . .	196
7.3	Région océanique à l'Ouest de l'Australie . . . . .	200
7.4	Etude globale . . . . .	203
7.4.1	Produits mono- et multi-satellites . . . . .	203
7.4.2	Différence entre NOAA-9 et NOAA-10 . . . . .	207
7.4.3	Différence entre les combinaisons NOAA-9/ERBS et NOAA-10/ERBS . . . . .	208
7.5	Conclusion du chapitre . . . . .	213
<b>8</b>	<b>Améliorations de l'algorithme ERBE</b>	<b>214</b>
8.1	Les données ISCCP . . . . .	215
8.1.1	Origine des données ISCCP . . . . .	215
8.1.2	Caractéristiques spectrales, spatiales et temporelles . . . . .	216

8.1.3	La détection des nuages . . . . .	217
8.1.3.1	La composante <i>ciel clair</i> . . . . .	218
8.1.3.2	La classification bi-spectrale par seuils . . . . .	218
8.1.4	Détermination des paramètres nuageux . . . . .	219
8.1.4.1	Description de l'analyse . . . . .	219
8.1.4.2	Les hypothèses de l'analyse . . . . .	221
8.1.5	Analyse statistique . . . . .	221
8.1.5.1	Les produits de type C1 . . . . .	222
8.1.5.1.1	La variabilité intradiurne . . . . .	222
8.1.5.1.2	La variabilité interdiurne . . . . .	225
8.1.5.2	Les produits de type C2 . . . . .	225
8.1.6	Les paramètres significatifs des cycles diurnes . . . . .	227
8.2	Utilisations des produits ISCCP mensuels . . . . .	228
8.2.1	Le taux de couverture nuageuse des produits de type C2 . . . . .	228
8.2.2	Calcul des fractions de type de scènes ERBE . . . . .	229
8.2.2.1	Description de l'algorithme . . . . .	230
8.2.2.2	Résultats et discussion . . . . .	231
8.2.3	Calcul de l'albédo ERBE . . . . .	234
8.2.4	Interpolations entre les mesures ISCCP . . . . .	235
8.2.5	Résultat et discussion . . . . .	236
8.2.5.1	Les régions couvertes par des stratocumulus . . . . .	236
8.2.5.2	Région de convection sur le Sud-Ouest africain . . . . .	237
8.2.5.3	Région océanique à l'Ouest de l'Australie . . . . .	239
8.2.5.4	Etude globale . . . . .	242
8.3	Utilisation des paramètres nuageux journaliers . . . . .	245
8.3.1	Le taux de couverture nuageuse des produits de type C1 . . . . .	246
8.3.2	Les luminances ISCCP . . . . .	247
8.3.3	Conversion des luminances ISCCP en albédos ERBE . . . . .	249
8.3.4	Complément du cycle diurne d'albédo . . . . .	256

8.3.4.1	Les interpolations . . . . .	256
8.3.4.2	Les extrapolations . . . . .	259
8.3.4.2.1	Cas où $t_{obs}$ est à l'intérieur de l'intervalle ISCCP. . . . .	260
8.3.4.2.2	Cas où $t_{obs}$ est à l'extérieur de l'intervalle ISCCP . . . . .	261
8.3.5	Résultats et discussion . . . . .	261
8.3.5.1	Les régions couvertes par des stratocumulus . . . . .	261
8.3.5.2	Région de convection sur le Sud-Ouest africain . . . . .	263
8.3.5.3	Etude globale . . . . .	264
8.3.6	Les limitations de l'algorithme . . . . .	268
8.3.6.1	Echantillonnage temporel des données ISCCP . . . . .	268
8.3.6.2	Sélection des données . . . . .	272
8.4	Utilisation de neuf types de nuage ISCCP . . . . .	273
8.4.1	Définition des neuf classes de nuages . . . . .	273
8.4.2	Corrélation entre les types de nuages ISCCP et les albédos ERBE . . . . .	274
8.4.3	Résultats et discussion . . . . .	277
8.4.3.1	Les régions couvertes par des stratocumulus . . . . .	277
8.4.3.2	Région de convection sur le Sud-Ouest africain . . . . .	280
8.4.3.3	Etude globale . . . . .	280
8.4.4	Détermination des épaisseurs optiques ISCCP . . . . .	285
8.4.4.1	Luminances normalisées et épaisseurs optiques . . . . .	285
8.4.4.2	Biais dans les modèles angulaires . . . . .	288
8.5	Conclusion du chapitre . . . . .	289
<b>9</b>	<b>Conclusions and Recommendations</b>	<b>292</b>
9.1	Conclusions . . . . .	292
9.2	Recommendations . . . . .	295

<b>A Performances de sondes radiométriques</b>	<b>297</b>
A.1 Les radiomètres . . . . .	299
A.2 Modélisation des radiomètres . . . . .	300
A.2.1 Le radiomètre à balayage de type CERES . . . . .	300
A.2.2 Le radiomètre de terrain CLIMAT . . . . .	302
A.3 Résultats . . . . .	302
A.3.1 Le radiomètre à balayage de type CERES . . . . .	302
A.3.2 Le radiomètre de terrain CLIMAT . . . . .	305
A.4 Conclusion . . . . .	306
<b>B Paper to be published in J. Appl. Meteorol.</b>	<b>308</b>
<b>Bibliographie/Bibliography</b>	<b>339</b>



# Liste des figures / List of Figures

1.1	Processes contributing to the radiation balance of the Earth and its atmosphere . . . . .	3
3.1	View of the CERES scanning thermistor bolometer radiometer geometry . . . . .	22
3.2	Cross-section of the CERES thermistor bolometer flake . . . . .	25
3.3	Bridge amplifier circuit for the CERES scanning radiometer. . . . .	27
3.4	View of the ScaRaB scanning radiometer and its chopper . . . . .	30
3.5	View of the optical front end of the CLIMAT radiometer . . . . .	34
4.1	Finite difference nodal mesh for transient thermal and electrical analysis of the CERES bolometer detector. . . . .	42
4.2	Current relations between numerical models developed in the Thermal Radiation Group at Virginia Tech . . . . .	48
5.1	Geometry for conversion from cross-scan and scan angles to zenith and azimuth angles . . . . .	55
5.2	Relative position along the CERES radiometer optical axis of some important components. . . . .	60
5.3	Spatial distribution of energy absorbed in the plane of the detector for collimated radiation parallel to the optical axis of the telescope . .	61
5.4	Optical point spread function at the detector . . . . .	63
5.5	Optical point spread function of the CERES instrument. . . . .	65
5.6	Three stages in Earth scene image processing using the optics module	67

5.7	Vertical temperature profile through the center of the detector unit . . . . .	70
5.8	Evolution with time of the spatially averaged thermistor temperatures in both the active and compensator detector flakes after a 300 W/m <sup>2</sup> -sr step input . . . . .	71
5.9	(a) One-dimensional and (b) two-dimensional representations of the distribution of the normalized steady-state signal response to 10- $\mu$ W spot illuminations . . . . .	73
5.10	Distribution of absorbed power on the detector under three different illumination conditions . . . . .	75
5.11	Transient response of the instrument to three equivalent sources . . . . .	76
5.12	Instrument point spread function of the detector : (a) One-dimensional and (b) two-dimensional representations . . . . .	78
5.13	Numerical calibration of the CERES-like thermistor bolometer radiometer . . . . .	81
5.14	Transient temperature change in a representative node of the field stop computed by the structural thermal conduction model and fitted by a first-order time response. . . . .	85
5.15	Transient temperature changes in the field stop and detector housing as the radiometer scans from a space look to an Earth scene . . . . .	87
5.16	Change in thermal noise level as the radiometer scans from a space look to an Earth scene. . . . .	90
5.17	The CERES scan profile . . . . .	91
5.18	Variation in thermal noise level during two consecutive scan cycles . . . . .	91
5.19	An assortment of 50-by-50 km scenes . . . . .	94
5.20	Mosaic scene constructed from a sequence of individual scenes . . . . .	95
5.21	Radiometers scanning a 500-km Earth scene from three different 800-km-altitude orbital positions. . . . .	96

5.22 (a) Input signal to and output signal of the end-to-end model in terms of an equivalent radiance. (b) Difference between the input and output time series. . . . .	99
5.23 Time series of output equivalent radiance as satellite 3 scans an Earth scene or a clear ocean. . . . .	101
5.24 Change in viewing zenith angle of each satellite as a function of the point observed on the TOA . . . . .	103
5.25 Time series of output equivalent radiance from the three scans of the same Earth Scene. (a) Earth scene and (b) same scene but without the anisotropy of the ocean. . . . .	104
5.26 Geometry of the footprint and the possible misalignment in the cross-scan direction . . . . .	107
5.27 Difference in output equivalent radiance between a centered scan and a scan shifted $\pm 0.1$ deg. . . . .	108
5.28 Difference in output equivalent radiance between a centered scan and a misaligned scan as a function of the pixel overlap . . . . .	109
5.29 Spatial distribution of incident rays on the front lens of the condenser for diffuse and collimated radiation . . . . .	112
5.30 Spatial distribution of incident rays in the plane of the detector for diffuse and collimated radiation . . . . .	113
5.31 Variation of the fraction of detectable incident flux as a function of detector location along the optical axis . . . . .	115
5.32 Normalized two-dimensional density function of the energy distribution in the plane of the detector of the CLIMAT radiometer . . . . .	118
5.33 Illustration of the experimental setup used to determine the CLIMAT radiometer optical point spread function. . . . .	122
5.34 Measured optical point spread function of the CLIMAT radiometric channel prototype. . . . .	124

5.35	Simulated normalized response of the CLIMAT radiometer as a function of the angle of incidence of collimated radiation . . . . .	126
5.36	Illustration of the geometry of the assembly uncertainties of (a) the detector (b) the condenser. . . . .	127
5.37	Simulated normalized response of the CLIMAT radiometer as a function of the angle of incidence of collimated radiation with off-centered detector and condenser . . . . .	129
5.38	Normalized signal response of the instrument as a function of lateral position of the detector rotation of the condenser in the case of diffuse illumination . . . . .	131
5.39	Illustration of the optical path of collimated radiation associated with two point sources symmetrical about the instrument optical axis. . .	133
5.40	Normalized signal response of the instrument as a function of lateral position of the detector in the case of collimated illumination . . . . .	134
6.1	Système de coordonnées dans lequel les modèles angulaires sont définis	147
6.2	Variation de l'albédo régional ERBE en fonction de l'angle zénithal solaire. . . . .	152
6.3	Cycles diurnes du flux solaire réfléchi extrapolé à partir de différentes mesures dans la journée . . . . .	159
6.4	Fréquence d'occurrence des angles solaires zénithaux des mesures de NOAA-9 et ERBS (décembre 1986) . . . . .	165
6.5	Géométrie de l'angle zénithal et azimutal de mesure du satellite. . . .	171
6.6	Echantillonnage en angle solaire zénithal et en azimut relatif réalisé par le satellite NOAA-9 (décembre 1986) . . . . .	172
6.7	Albédo régional et fréquence d'occurrence issus de mesures de NOAA-10 sous les latitudes comprises entre 10°N et 10°S pour différentes géométries de mesures. . . . .	175
7.1	Situation géographique des trois régions étudiées. . . . .	187

7.2	Echantillonnage temporel des trois satellites ERBE (20° S, 5° E, décembre 1986) . . . . .	189
7.3	Cycles diurnes moyens mensuels de la couverture nuageuse et de l'albédo. Données ISCCP C2. (Océan 20° S, 5° E) . . . . .	190
7.4	Cycles diurnes moyens mensuels du flux solaire réfléchi ; (Océan 20° S, 5° E, décembre 1986 ; données ERBE) . . . . .	192
7.5	Cycles diurnes moyens mensuels de la couverture nuageuse et de l'albédo. Données ISCCP C2. (Terre 20° S, 20° E) . . . . .	195
7.6	Echantillonnage temporel des trois satellites ERBE (20° S, 20° E, décembre 1986) . . . . .	197
7.7	Cycles diurnes moyens mensuels du flux solaire réfléchi ; données ERBE (Terre 20° S, 20° E, décembre 1986) . . . . .	198
7.8	Cycles diurnes moyens mensuels de la couverture nuageuse et de l'albédo ; données ISCCP C2 (Océan 16° S, 96° E, décembre 1986) . . . . .	201
7.9	Cycles diurnes moyens mensuels du flux solaire réfléchi ; (Océan 16° S, 96° E, décembre 1986 ; données ERBE) . . . . .	202
7.10	Moyenne et écart type par latitude de la différence entre les flux solaires réfléchis obtenus à partir de données multi-satellites et mono-satellites (océans) . . . . .	204
7.11	Moyenne et écart type par latitudes de la différence entre les flux solaires réfléchis obtenus à partir de données multi-satellites et mono-satellites (Continents) . . . . .	206
7.12	Différence relative entre les moyennes mensuelles du flux solaire réfléchi issues des données NOAA-9 et NOAA-10 . . . . .	209
7.13	Fréquence moyenne de couverture nuageuse de haute et base altitude (décembre 1986) . . . . .	210
7.14	Différence relative entre les moyennes mensuelles du flux solaire réfléchi issues des données combinées NOAA-9/ERBS et de NOAA-10/ERBS . . . . .	211

8.1	Fraction de la variabilité diurne totale expliquée par la variabilité diurne cohérente de la couverture nuageuse et la radiance VIS des nuages . . . . .	223
8.2	Variabilité interdiurne de la couverture nuageuse et la radiance VIS des nuages . . . . .	226
8.3	Cycles diurnes moyens mensuels du flux solaire réfléchi ; (Océan 20° S, 5° E, décembre 1986 ; données ERBE et couverture nuageuse ISCCP C2) . . . . .	232
8.4	Cycles diurnes moyens mensuels du flux solaire réfléchi ; (Océan 20° S, 5° E, décembre 1986 ; données ERBE et couverture nuageuse ISCCP C2) . . . . .	238
8.5	Cycles diurnes moyens mensuels du flux solaire réfléchi ; données ERBE et couverture nuageuse ISCCP C2 (Terre 20° S, 20° E, décembre 1986) . . . . .	240
8.6	Cycles diurnes moyens mensuels du flux solaire réfléchi ; (Océan 16° S, 96° E, décembre 1986 ; données ERBE et couverture nuageuse ISCCP C2) . . . . .	241
8.7	Différence relative entre les moyennes mensuelles du flux solaire réfléchi issues des données NOAA-9 et NOAA-10 utilisant des données corrélatives ISCCP C2 de couverture nuageuse . . . . .	243
8.8	Albédo régional ERBE en fonction de la luminance normalisée <i>visible</i> des nuages ISCCP rapportée à un soleil au zénith pour différentes élévations solaires . . . . .	251
8.9	Albédo régional ERBE en fonction de la réflectance <i>visible</i> des nuages ISCCP pour différents angles solaires zénithaux . . . . .	252
8.10	Albédo régional ERBE en fonction de la luminance <i>visible</i> des nuages ISCCP pour un soleil proche du zénith ( $0.9 \leq \cos \theta_0 \leq 1.0$ ). . . . .	255
8.11	Modèles directionnels de l'albédo régional ERBE en fonction de l'angle solaire zénithal . . . . .	257

8.12 Cycles diurnes moyens mensuels du flux solaire réfléchi ; (Océan 20° S, 5° E, décembre 1986 ; données ERBE et couverture et luminance nuageuse ISCCP C1) . . . . .	262
8.13 Cycles diurnes moyens mensuels du flux solaire réfléchi ; données ERBE et couverture et luminance nuageuse ISCCP C1 (Terre 20° S, 20° E, décembre 1986) . . . . .	265
8.14 Différence relative entre les moyennes mensuelles du flux solaire réfléchi issues des données NOAA-9 et NOAA-10 utilisant des données corrélatives ISCCP C1 de couverture nuageuse et de luminance normalisée des nuages . . . . .	266
8.15 Mesures des paramètres des nuages, données ISCCP C1 de jour . . . . .	270
8.16 Données ISCCP C1 de couverture nuageuse et de luminance des nuages disponibles . . . . .	271
8.17 Modèle de variation directionnel de l'albédo régional ERBE en fonction de l'angle solaire zénithal pour différents types de nuages ISCCP . . . . .	276
8.18 Cycles diurnes moyens mensuels du flux solaire réfléchi ; (Océan 20° S, 5° E, décembre 1986 ; données ERBE et classification des nuages ISCCP C1) . . . . .	279
8.19 Cycles diurnes moyens mensuels du flux OC réfléchi ; données ERBE et classification des nuages ISCCP C1 (Terre 20° S, 20° E, décembre 1986) . . . . .	281
8.20 Différence relative entre les moyennes mensuelles du flux solaire réfléchi issues des données NOAA-9 et NOAA-10 utilisant des données corrélatives ISCCP C1 de classification des nuages . . . . .	282
8.21 Épaisseur optique des nuages, données ISCCP C1. . . . .	286
8.22 Reflectance visible des nuages, données ISCCP C1. . . . .	287
8.23 Moyenne et écart type par latitudes de la différence entre les flux moyens mensuels de NOAA-9 et ceux de NOAA-10 selon l'utilisation des données ISCCP. . . . .	290

# Liste des tableaux / List of Tables

5.1	Contribution of the various radiometer components to the total radiative power absorbed by the active detector flake . . . . .	57
5.2	Steady-state surface temperature of the various radiometer components for space-look and Earth-scene conditions and time constant used in the assumed first-order thermal response. . . . .	86
5.3	Contribution of the various radiometer components to the total radiative power absorbed by the active detector flake for space-look and Earth-scene conditions . . . . .	89
5.4	Sensitivity of instrument response to size of entrance diaphragm ; comparison of experimental and numerical results. . . . .	117
5.5	Contribution of the various radiometer components to the total radiative power absorbed by the detector . . . . .	138
5.6	Background signal to the detector for a nonisothermal instrument . .	138
6.1	Définition des types de scène ERBE en fonctions des types géographiques et des couvertures nuageuses. . . . .	149
6.2	Caractéristiques des orbites des satellites de mesure du bilan radiatif de la Terre . . . . .	162
6.3	Nombre de passages de jour, par jour, du satellite NOAA-9 en fonction de la latitude (décembre 1986) . . . . .	166
6.4	Nombre de passages de jour, par jour, du satellite ERBS en fonction de la latitude (décembre 1986) . . . . .	168



6.5	Géométrie de mesure des observations du satellite NOAA-9 effectuées entre 14h00 et 15h00 en heure locale (décembre 1986) . . . . .	169
6.6	Illustration des biais liés à la géométrie de mesure . . . . .	178
6.7	Comparaison entre les albédos du matin et de l'après-midi pour une région de stratocumulus . . . . .	182
8.1	Les satellites participants au projet ISCCP en décembre 1986 . . . . .	216
8.2	Extrapolation d'une mesure entre 6h30 et 11h30, selon l'algorithme ERBE standard (std) et l'algorithme ERBE modifié utilisant les données ISCCP (C2) pour définir la variation de la couverture nuageuse. . . . .	233
8.3	Moyennes et écarts types de la différence entre les flux moyens mensuels obtenus par NOAA-9 et ceux de NOAA-10. Données ERBE et ERBE/ISCCPC2 . . . . .	245
8.4	Coefficients de la corrélation reliant l'albédo ERBE à la luminance normalisée ISCCP . . . . .	254
8.5	Coefficients définissant la variation angulaire de l'albédo ERBE pour différents intervalles de luminances normalisées ISCCP . . . . .	258
8.6	Moyennes et écarts types de la différence entre les flux moyens mensuels obtenus par NOAA-9 et ceux de NOAA-10. Données ERBE et ERBE & ISCCP C1 . . . . .	267
8.7	Définition radiométrique de types de nuages dans la base de données ISCCP. . . . .	274
8.8	Moyennes et écarts types de la différence entre les flux moyens mensuels obtenus par NOAA-9 et ceux de NOAA-10. Données ERBE et ERBE & ISCCP C1 . . . . .	284

# Chapitre / Chapter 1

## Introduction

### 1.1 The Earth and its Climate

The main sources of heat on our planet come from mechanical actions, chemical processes and interaction between electromagnetic waves and matter. Both mechanical actions and chemical processes occurring in our system are transformations, such as friction and combustion, which result in the release of heat, and hence cannot be considered as original sources of energy. The ultimate source is thus the energy transported by electromagnetic waves, familiarly referred to as radiant energy.

Like all the other planets in the solar system, planet Earth derives all of its radiant energy from the Sun. The solar irradiance at any given location on the Earth varies with the time of the day, the date of the year and even the year, because of the Earth's elliptic orbit around the Sun, its rotation about its own axis and the various solar cycles. The climate system on the Earth is essentially driven by absorbing seventy percent of the incident solar radiant energy and re-radiating this energy to space in form of thermal infrared radiation. These two processes define the radiation balance of the Earth. The seasons we experience are regulated by the amount and distribution of energy received at the Earth's surface. However, variations in climate cannot exclusively be explained as responses to external factors ; important internal sources of variability must also be accounted for.

In a global sense, the planet is in radiative equilibrium. The climate involves not only the atmosphere, but also oceans and other water bodies—the hydrosphere, land surfaces such as snow and ice and other solid surfaces—respectively, the cryosphere and lithosphere, and all that is related to life—called the biosphere. Individually none of the components of the climate system are in radiative equilibrium, a condition which drives both vertical transport of energy in the form of sensible heat and hydrological processes in which occur exchanges of latent heat. The processes contributing to the radiation balance of the Earth are depicted in Figure 1.1.

In 1891, Duclaux [1] wrote that all the driving atmospheric phenomena, large or small, are so-called monsoon phenomena, originating from the nonhomogeneous heating of neighboring regions. This lack of homogeneity is introduced on the Earth by the relative distribution of continents and oceans and in the atmosphere by unequal proportions and distributions of water vapor.

Today the study of the radiative exchanges between the Earth and its cosmic environment constitute a large part of climate studies. A history of these studies prior to the satellite era can be found in [2]. More recent advances in the observation of the Earth's radiative field through the development of satellite missions are described in [3].

## 1.2 Global Change and Space Observations

The last third of the twentieth century has been characterized by an increased awareness of man's impact on the environment [4]. Initial interest in the role of greenhouse gases [5] and more recent interest in the role of cloud forcing [6] have led to ambitious programs to monitor the Earth's global radiative energy budget from platforms orbiting in space.

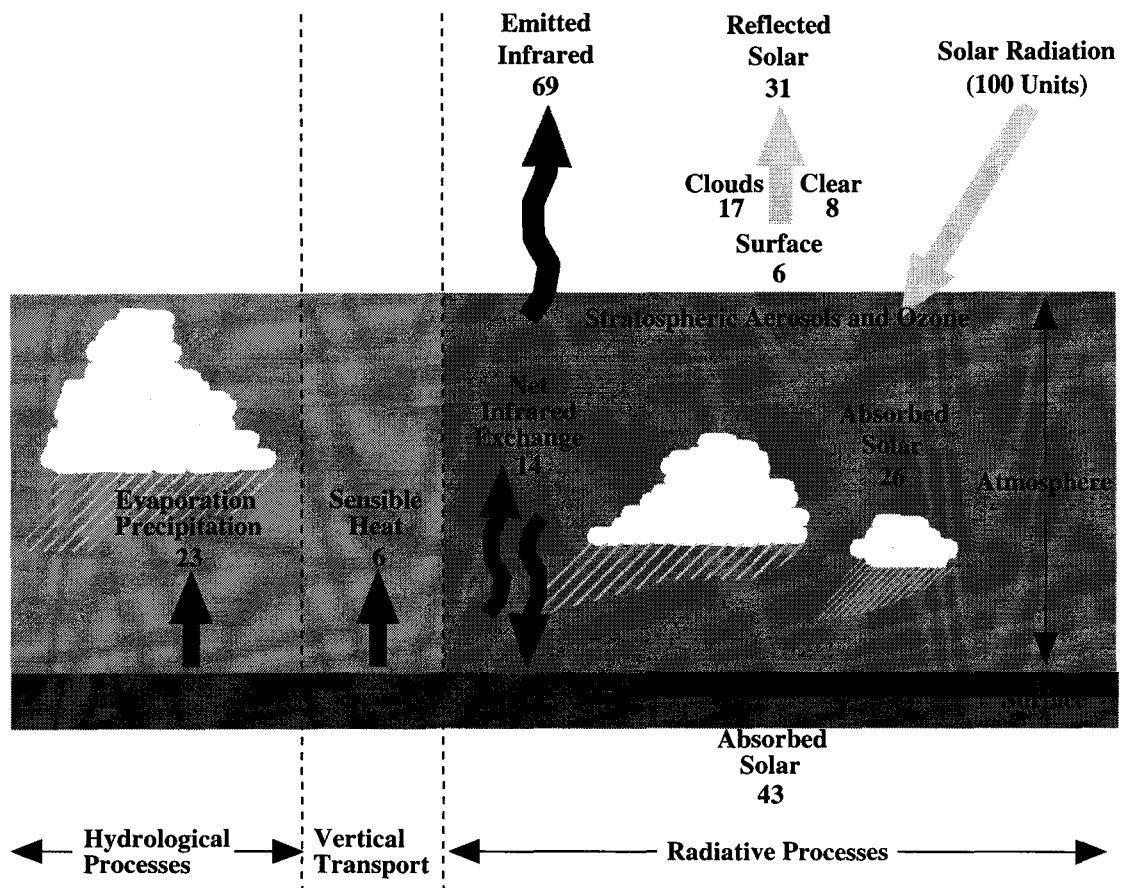


Fig. 1.1: Processes contributing to the radiation balance of the Earth and its atmosphere

### 1.2.1 Changes in the Earth's Climate

Progress in our understanding of the Earth's radiative field and atmospheric sciences has led us to realize the impact of mankind on the environment and the potential for global changes of the climate. Human activities on the planet have led to extensive modifications of the biosphere by, for example, changing the extent of vegetation or by using up natural resources such as water in particularly sensitive areas. The constitution of the atmosphere has also been altered through intensive combustion of fossil fuels and forest burning and release of large amounts of chlorofluorocarbons and methane.

Measurements over the past decade have shown a significant rise in concentrations of so-called greenhouse gases. Carbon dioxide, methane, and nitrous oxide play the same role as high-altitude clouds by trapping heat emitted from the Earth's surface and the lower layers of the atmosphere. Hence, they have the potential to warm the atmosphere. Other components of the atmosphere, such as clouds and natural aerosols, have the potential to lower the average temperature of the Earth/atmosphere system by causing more of the incident solar radiation to be reflected out into space.

The stratospheric ozone layer plays an important role in blocking out part of the incident ultra-violet solar radiation. Over the past thirty years, first ground-then satellite-based measurements have documented a significant reduction in the amount of stratospheric ozone over Antarctica.

There are multiple consequences of tropical deforestation. Forests are a major sink for atmospheric carbon dioxide, and they support the exchange of several trace gases between the soil and the atmosphere. Forests, just as vegetation in general, play an important role in the hydrological cycle through the process of evapotranspiration and by connection to underground water reservoirs. The full impact of this action is not completely understood even though repercussions in the global climate and biosphere are certain.

These are just a few examples of issues to which the world population has been

sensitized by the media in the recent years. If most physical and biochemical processes in our system are currently well understood, the interactions between all the actors of the system are far from being classified. The complete understanding of the integrated physical and biochemical processes of the Earth is a major part of the current efforts of the international scientific community.

## 1.2.2 Programs for Earth Observation from Space

After the recent realization for the need to advance scientific knowledge of the Earth and its atmosphere in order to understand both natural and human-induced changes to our environment, many developed countries in the world have made Earth observation a critical part of their space programs. Furthermore, the immensity of the challenge has led most governments to the conclusion that a key to the problem is international cooperation. Through the International Geosphere Biosphere Program (IGBP) and through other established international organizations, such as the World Meteorological Organization and its World Climate Research Program (WCRP), coordinated research and global observation campaigns are being defined.

The United States plays a leading role with, for instance, NASA's Mission to Planet Earth (MTPE), a multi-billion dollar international science program [7]. MTPE is a concept which uses space- and ground-based measuring systems in combination with a community of scientists performing basic research and operational data processing as well as conducting field experiments. At the center of MTPE, the Earth Observing System (EOS) consists of six series of polar and mid-inclination orbit satellites for long-term observations of all components of our climate system. EOS is a program with unprecedented observing capabilities which will provide scientists with a 15-year record of a large number of Earth and atmosphere processes.

The European Space Agency is also moving ahead with the implementation of an ambitious program for Earth observation [8]. Through the METEOSAT program, three generations of geostationary meteorological satellites have been launched since 1977. These platforms contribute significantly to weather pattern observations above

the equator and provide essential data for international missions such as the WCRP's International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP).

The National Space Development Agency of Japan (NASDA) has more than five Earth observation satellites currently operational in space [9]. The Geostationary Meteorological Satellite, in addition to contributing to Japan's meteorological services, also provides data for WCRP projects such as ISCCP.

The French space agency, CNES, presents its projects with a dual perspective [10]. Firstly, CNES takes part in the international space experiments developed by the IGBP and WCRP. Secondly the SPOT system provides CNES with an almost unique tool to monitor and manage the environment. The SPOT instruments are very original in that they provide very high resolution data (10 and 20 m) with a good temporal sampling over the entire world. Again cooperatives efforts are found with other programs such as LANDSAT to improve temporal resolution.

The Committee for Hydrometeorology and Environment Monitoring of the Russian Federation (Roskomgidromet) has been active in the field of space-based Earth observations since 1966 with the weather satellite Kosmos-122. Roskomgidromet now has four series of low-orbit satellites in operation which are described in [11]. A Geostationary Operational Meteorological Satellite (GOMS), to be stationed over 76 deg East, is also planned for the 1990's. This satellite would be another contributor to the international project mentioned above.

Many countries, not cited here, contribute significantly to space observation projects, usually by participating in international projects. ESA for instance, gathers contributions from all member states of the European Community. Other countries around the world, including developing countries, also take part in research of the international scientific community. Brazil, for example, concerned by the consequences of tropical deforestation, has a national research program for environmental issues. Peru, a country for which the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) events can be catastrophic, has a national program to forecast ENSO episodes in order to adapt the activities of the country to minimize the impact of climate anomalies on

the economy [12].

### 1.3 Components of the Earth's Radiative Field

As part of the current effort to better understand the Earth/atmosphere system, several programs are dedicated to measuring the components of the Earth Radiation Budget (ERB). These programs, such as the Earth Radiation Budget Experiment (ERBE), the Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) and the Scanner for Radiation Budget (ScaRaB) are presented in Section 3.1. The geographical distribution of the radiative balance or the net radiation at the top of the atmosphere (TOA) defines the sources and sinks of energy of the Earth/atmosphere system and constitutes the motor of general circulation of the atmosphere and oceans [13, 14]. The net radiant flux at the TOA is therefore a fundamental quantity of climate research.

The net radiant flux density is computed as the difference between the downward and upward flux densities across the imaginary TOA surface. The flux density can be expressed as the sum of two spectral flux densities by separating the shortwave and longwave spectral domains. The net radiant fluxes can thus be expressed as

$$F = (F_S^+ + F_L^+) - (F_S^- + F_L^-) , \quad (1.1)$$

where the superscripts  $+$  and  $-$  represent, respectively, the downward and upward components, and the subscripts  $S$  and  $L$  stand for shortwave and longwave, respectively [15]. At the TOA, the downward longwave flux,  $F_L^+$ , is null and the downward shortwave flux,  $F_S^+$ , is equal to the solar irradiance corrected by the cosine of the solar zenith angle. So the three components of the TOA radiation budget are the incoming solar irradiance, the reflected shortwave flux,  $F_S^-$ , and the emitted longwave flux,  $F_L^-$ .

Measurements of the incoming solar radiation can be made both from the ground and from space. Ground measurements have the disadvantage of requiring correction for atmospheric attenuation ; however, these measurements took place long



before satellites had even been thought of. Earth radiation budget mission satellites usually carry instruments dedicated to measure the solar constant. The issue of the solar constant is beyond the scope of this work but a very thorough review of solar radiation monitoring can be found in [15].

The two other components of the TOA radiation budget can be determined by using radiometric channels sensitive to specific parts of the spectrum. Observation of the Earth radiation budget components at the TOA is only possible from space.

## 1.4 Monitoring the ERB Components from Space

The measurement of the Earth radiation budget components at the TOA from space constitutes a very direct form of remote sensing since the space-borne radiometric channels measure a radiant energy identical to that leaving the TOA in the direction of the satellite. The respective contribution of the two upward components can be monitored separately. Because solar and thermal radiation originate from sources whose temperatures are very different—approximately 6000 K for the Sun and 300 K for the Earth, the wavelength intervals of the electromagnetic energy fall into two separate domains. For solar radiation, more than 99 percent of the energy propagates below 4.0  $\mu\text{m}$  with the maximum energy in the visible part of the spectrum. By contrast, less than one percent of the thermal energy is found in wavelengths below 4.0  $\mu\text{m}$ . Given the temperature range of Earth-bound sources, the maximum energy is found to be between 10 and 12  $\mu\text{m}$ .

Independent measurements of the reflected solar and emitted thermal radiation can be achieved by using radiometric channels which are sensitive to only a limited interval of the electromagnetic spectrum. This can be done by blocking out part of the radiation using, for example, fused-silica filters to measure reflected solar radiation and diamond filters to measure emitted telluric radiation. As a result, the response of the radiometer becomes dependent upon the spectral properties of the channel. In order to be able to compare shortwave and longwave measurements,

unfiltered products must be computed, which requires accurate knowledge of the spectral response functions of both domains. In addition, accurate absolute calibration is necessary both to obtain absolute radiances and for consistency between the two spectral intervals. Accurate and frequent calibration requires stable on-board calibration sources which are assumed to be equivalent to Earth-source radiative fields. The consistency requirement also implies that registration be achieved between all channels. By registration it is meant the field-of-view overlap of the different channels of an instrument. These issues are discussed in more details in Part I of this dissertation.

Earth radiation budget fluxes have little significance on scales smaller than 100 km since the TOA is commonly assumed to be at an altitude of 30 km and the radiant flux is a radiance integrated over a  $2\pi$  space [13]. However, strong spatial heterogeneities due mainly to clouds requires high resolution in order to maximize the likelihood of obtaining pixels which are not contaminated by clouds. Cloud-free pixels are necessary in order to assess the effects of clouds, called cloud radiative forcing, on the upward components of the Earth radiative field. Narrow field-of-view instruments are used to achieve these high spatial resolutions. Consequently, the radiant energy is measured in a confined solid angle. This beam of radiation can be defined as a radiance (in physical units of  $\text{W}/\text{m}^2\text{-sr}$ ) assumed to be uniform over the narrow field of view. In order to retrieve the radiant flux at the TOA (in physical units of  $\text{W}/\text{m}^2$ ) the radiance must be known as a function of direction since, for typical Earth scenes, the radiative field cannot be assumed to be isotropic.

## 1.5 Processing of ERB Radiometric Data

Interpretation of radiometric channel observations of the Earth radiation budget, commonly called data processing, can be defined as the conversion of the instrument signal response into an estimate of the radiant flux at the TOA. Earth radiation budget data processing can be separated into a primary and a secondary procedure.

In the primary data processing, the first step is to recover a radiance value from the instrument signal response. This step involves conversion of the signal response into physical units of radiance incident upon the detector using calibration data. The second step is to convert this *filtered radiance* into a measure of the radiance leaving the TOA by using scene-dependent spectral corrections. The resulting product is called the *unfiltered radiance at satellite altitude*.

The following steps, defined as secondary data processing, can be described as a series of correction procedures which are applied to compensate for data features which have not been sampled. For example, most Earth radiation budget radiometers sample only a fraction of the radiative field. In the inversion procedure, data about the anisotropy of the radiative field of the Earth is used to convert the unfiltered radiances into radiant fluxes at the TOA. The spatial coverage of the Earth is assumed to be complete whereas the temporal sampling is necessarily incomplete because of the limited number of satellites simultaneously in orbit. Typical Earth radiation budget monitoring platforms provide only two measurements per day at each geographical location of the Earth. This is not sufficient to resolve the diurnal cycle. To compensate for sparse temporal sampling, assumptions are made regarding the variability of the Earth radiative field between consecutive measurements. Both the inversion and time-averaging procedures are major sources of uncertainty in ERB products. These issues are addressed in Part II.

## 1.6 Organization of the Dissertation

This dissertation is the result of research work focused on Earth Radiation Budget (ERB) issues. It serves as partial fulfillment of the requirements for the degree of *Doctor of Philosophy in Mechanical Engineering at Virginia Polytechnic University and State University (USA)* and for the degree of *Docteur de l'Université in Lasers, Molecules, Rayonnement Atmosphérique at the Université des Sciences et Technologies de Lille (France)*.

It is made up of two parts, the first concerning Earth radiation budget instrumentation and the second Earth radiation budget data processing. It is also written in two languages, English and French which is part of the agreement between the two universities mentioned above. Part I is written in English and a summary of Part I written in French can be found in Appendix A. Part II is written in French and a summary in form of a paper written in English is included in Appendix B.

The first part of my research, conducted mostly in the Thermal Radiation Group at Virginia Tech, consists of assessing uncertainties related to the concept and the operation of space-borne radiometric channels. This study was performed using a set of numerical models developed to characterize such scanning radiometers. Additional work on instrument modeling was performed in the *Laboratoire d'Optique Atmosphérique* (*Université de Lille, France*) on an infrared field radiometer.

The second part of my research is related to secondary data processing of Earth radiation budget data, in particular issues concerning temporal sampling of satellite data which was carried out in the *Laboratoire de Météorologie Dynamique du CNRS* at *Ecole Polytechnique* (Palaiseau, France).

# Chapitre / Chapter 2

## Motivation for this work

The work presented in this document addresses issues related to both Earth radiation budget instruments and Earth radiation budget data processing. Although treated as two independent problems, one must be aware that the engineering field of instrumentation and the scientific field of data analysis are intimately linked. It is typical for scientists to require very high accuracies on the radiometric products even though the models used to interpret the data can introduce errors of ten times the magnitude of those introduced by the instrument. It is also typical for engineers to provide instruments which supposedly meet the requirements of scientists, even while knowing that areas of uncertainty exist. However, having worked in both fields, it is evident that the scientific field of data analysis, which aims at converting radiometric products into climate products, deals with much broader sources of error than the engineering field which aims at providing the radiometric data. This insight alone probably justifies the decision to work in the two related fields.

## 2.1 Numerical Models of Radiometers

### 2.1.1 ERB Scanning Radiometers

Graduate students of the Thermal Radiation Group at Virginia Tech have worked on projects concerning the Earth radiation budget since the early 1970's. From theoretical studies of the radiative characteristics of spherical cavities, the work of the Thermal Radiation Group has evolved to encompass applied numerical modelling projects. Most recently, the aim of the Group is to develop end-to-end models of ERBE- and CERES-like scanning radiometers. These numerical representations usually consist of a Monte-Carlo-based ray trace, a finite-difference- or finite-element-based diffusion model, and a dynamic model of the instrument electronics. The ray-trace numerical representation is generally a spectral model of the radiation heat transfer involved in the functioning of the radiometer. It characterizes the specific geometry of the device and the influence that each element has on the instrument response. The diffusion model characterizes the dynamic behavior of the active part of the instrument, and links the radiative input to the electronic response of the radiometer. Another conduction model represents the heat diffusion through the structure of the instrument. The development achieved so far includes the work of Tira [16, 17], Meekins [18], Bongiovi [19], Priestley [20, 21], and the current author [22].

Part I of this dissertation presents the effort involved in determining the dynamic electrothermal performance of CERES-like radiometric channels. Through this work, the end-to-end model has been completed by assembling the optical/radiative module with the dynamic electrothermal module. The end-to-end model has been used to determine the instrument point spread function, to study the equivalence between Earth radiative field observations and calibration source measurements, to calibrate the instrument response in terms of incoming radiance, and to study registration problems. The structure diffusion model, although not fully integrated into the end-to-end model, has been used to assess the thermal noise contamination

during operation. Finally data from a Monte-Carlo-based radiative transfer model of the atmosphere were used as input to the end-to-end instrument model. This work shows the capability of such a model for developing data-reduction strategies, interpreting flight data, and understanding data anomalies that may arise after the instruments have been placed in orbit.

The goals of the work related to the scanning radiometer are

- to finalize several years of effort in the Thermal Radiation Group by integrating three numerical models of a CERES-like scanning radiometer,
- to utilize each model to characterize the mechanisms of optical and thermal-radiative energy transfer in the instrument,
- to utilize the integrated model to demonstrate the power of this modeling tool.

### 2.1.2 Infrared Radiometers

A research team at the Laboratoire d'Optique Atmosphérique has been participating to the development of an infrared field radiometer designed by the French company CIMEL Electronique. The goal of the team's work in the project is to experimentally characterize both the optical and thermal-radiative performance of the instrument. The team decided that a numerical model similar to the optical/thermal-radiative module developed for the CERES instrument would be of great help for the development of the infrared radiometer. The goals of this work are thus

- to adapt the CERES optical/thermal-radiative module to the geometry of the infrared radiometer,
- to utilize the model to perform numerical simulations of the experimental characterization of the instrument,
- to demonstrate the capabilities of the numerical model as a design tool for instrument development.

## 2.2 Uncertainties of ERB Data Processing

In this section only studies related to the shortwave component of the Earth radiation budget are reviewed.

### 2.2.1 ERB Error Sources

In recent years several studies have been dedicated to estimating the error sources of past Earth radiation budget missions. All the studies are not necessarily in agreement but major error sources have clearly been identified as originating from limited sampling. Angular sampling, temporal sampling and spatial sampling are recognized as the main three sources of sampling errors. In addition, calibration is also frequently mentioned as a significant error source.

As part of an investigation for the Mission to Planet Earth [23], several studies of the Nimbus-7 and ERBE data [24, 25, 26] compare the magnitude of these errors for both the instantaneous TOA fluxes and for commonly used climate data products. At the instantaneous pixel level, the predominant source of error is the angular sampling. When considering a monthly-averaged regional flux, which is computed by applying an inversion procedure and a time averaging procedure to thirty or more observations, the angular sampling error is greatly reduced whereas the time sampling becomes the predominant error. The space sampling error is not significant in Earth radiation budget measurements because of the small number of gaps in spatial coverage. The calibration error is about half the time sampling error. However, when considering five-year trends of monthly average fluxes—for interannual variation studies, all sampling errors become insignificant while the calibration error remains. This study is based on ERBE data from a two-satellite configuration. It is assumed that no significant change occurs in time sampling during the five-year period, as would be the case if a satellite was replaced within this time interval or if one satellite precessed with a period which could introduce interannual variability.

In a technical report to the Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut



(KNMI) about ERBE data processing and error sources, Feijt [27], concludes that the largest source of error is due to the angular sampling and the use of the Nimbus-7 data set. The use of the Nimbus-7 data set is discussed in Section 6.1. Feijt points out that very large dispersions exist in the shortwave angular models for each angular bin, principally for partly cloudy and mostly cloudy scenes, due to the three-dimensional structure of broken cloud fields. Feijt reports an error in instantaneous TOA fluxes ranging from 15 to 45 W/m<sup>2</sup> and does not agree with the assumption that this error will decrease as the number of observations increases. In comparison, Feijt reports time sampling errors in the order of 3 W/m<sup>2</sup> for a two-satellite system.

In a study about an Earth radiation budget instrument for measurements from a geostationary orbit by Standfuss et al. [28], it is stated that the inability of a single satellite polar orbiting system to resolve the diurnal cycle of shortwave reflected flux is recognized as the main source of error in estimating the TOA Earth radiation budget fluxes. Instantaneous pixel errors on the order of 15 W/m<sup>2</sup> are attributed to angular sampling, whereas the time sampling error is estimated to be 5 W/m<sup>2</sup>.

In view of these studies and because time sampling remains a major issue in data processing of future satellite missions, a further study of the literature was performed on this specific topic.

## 2.2.2 Reducing Time Sampling Errors

The studies described in the previous section all agree that the lack of proper diurnal sampling introduces important regional errors into the data sets. Several other studies [29, 30] have discussed the inability of all Earth radiation budget missions to resolve the diurnal cycle. This notion of diurnal cycle is very important in the shortwave spectral domain. The shortwave diurnal range can be as high as 500 W/m<sup>2</sup> whereas in the longwave domain, maximum range values are closer to 50 W/m<sup>2</sup> [31]. Harrison et al. [31] show that the mean diurnal range over ocean and land regions is about 2.5 times greater in the presence of clouds than for clear sky conditions in the shortwave domain. Because the diurnal cycle can not be resolved

by the observations of Earth radiation budget satellites in polar orbits due to the insufficient number of simultaneous platforms, several studies have suggested the use of geostationary satellite data.

A study by Standfuss et al. [28] describes the estimation of broadband reflected solar fluxes from Meteosat visible radiances. This study is motivated by the good temporal sampling of geostationary observations which allows diurnal variations to be accounted for. However, several drawbacks related to both the spectral and angular characteristics of geostationary measurements must be considered. The visible channel is only a narrowband instrument and its calibration is not routinely performed. The viewing geometry of geosynchronous instruments is constant for any given location on the Earth. As a result, applications of angular models to convert radiances into fluxes is likely to introduce large biases. The study shows that total instantaneous pixel errors for Meteosat-derived reflected solar fluxes are about twice the errors of ERBE fluxes— $30 \text{ W/m}^2$  and  $15 \text{ W/m}^2$ , respectively—due to considerable calibration uncertainties and the incomplete coverage of the solar spectrum by a visible narrowband channel. The increased error is clearly not compensated for by the improved time sampling.

In the same study, the need for a geostationary scanning radiometer for radiation budget is investigated. The authors are not convinced of the necessity for such an instrument since Meteosat second-generation platforms are expected to carry narrowband instruments of much higher accuracy than before. In addition, even though a sun-synchronous satellite cannot resolve the entire diurnal cycle by itself, a polar orbit is the only type of orbit allowing the entire Earth to be monitored, which is also an essential parameter of Earth radiation budget monitoring.

In a similar study [29] time integration errors of the regional monthly averages of ERBE are evaluated by comparison with Meteosat narrow-band measurements converted into broadband radiation fluxes. The study shows that although ERBE fulfilled its requirements when three satellites were operational simultaneously, future missions such as ScaRaB and CERES will most likely not be flown on more than

two platforms simultaneously. In consequence, the study recommends incorporation of the geostationary satellite system providing Earth radiation budget estimates or additional cloud cover data.

Another attempt to derive broadband radiation budget parameters from narrowband measurements is presented by Minnis et al. [32]. The study demonstrates that narrowband measurements—here in the longwave domain— are insufficient for radiation budget calculations since valuable spectral information contained in broadband observations cannot be recovered. However, while narrowband measurements are not suitable to derive Earth radiation budget components, these data contain precious information which can be utilized in combination with broadband Earth radiation budget measurements.

The goals of Part II of this dissertation are

- to identify sources of error in secondary data processing, especially in the time interpolation algorithm,
- to identify the bias contained in current Earth radiation budget data,
- to develop new protocols to reduce the bias introduced by the time interpolation algorithm.

**Partie / Part I**

**Earth Radiation Budget**

**Radiometric Channel Performance**

**Performances de Sondes**

**Radiométriques du Bilan Radiatif**

**de la Terre**

# Chapitre / Chapter 3

## Earth Radiation Budget

## Monitoring Instruments

Two programs, the Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) initiated in the mid-eighties [33, 34] and the Clouds and Earth's Radiative Energy System (CERES) scheduled for operation in the late ninties and beyond [35, 36], rely on scanning thermistor bolometer radiometers to accomplish their mission.

### 3.1 Space-borne Radiometers

Variations in the Earth's radiative energy budget capable of signaling climate changes are expected to be subtle and to occur over periods of years or even decades. Instruments intended to sense these variations must therefore be capable of providing long-term, continuous data records relatively free of instrument-imposed biases. This requirement has led to an understandable reluctance to change the basic instrument design from one monitoring program to the next. Therefore the ERBE and CERES scanning radiometric channels are quite similar in their design and operation, and it is likely that this generic type of instrument will remain important well into the 21st Century.

### 3.1.1 The ERBE and CERES Scanning Radiometers

The Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) [34] was started by the national Aeronautics and Space Administration (NASA) in the early 1980's to monitor the radiative field of the Earth. Each satellite in the mission carried two types of instruments : narrow field-of-view scanning thermistor radiometers and wide field-of-view nonscanning active-cavity radiometers. The description of the nonscanning instruments can be found in [16, 17]. Although the active cavity instrument is an absolute radiometer of great accuracy, it was decided not to use it in the next generation mission, the Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES). The narrow field-of-view scanning radiometers were found to be more suitable for Earth radiation budget monitoring because of their greater spatial resolution. To study the effects of clouds on the Earth radiation budget, the pixel size must be small enough to obtain data which are not contaminated by clouds.

#### 3.1.1.1 The Optics

A scanning thermistor bolometer radiometer typical of those used in ERBE and planned for CERES is depicted in Figure 3.1. It consists of a baffled Cassegrain-like telescope which gathers radiation from a restricted Earth scene and focuses it on a thick-film thermistor bolometer. Radiation incident on the aperture nearly parallel to the instrument optical axis is specularly reflected from the primary and secondary mirrors before entering the field stop located behind the primary mirror. The sensing element is mounted behind the field stop on a massive aluminum substrate which serves as a heat sink. While ERBE radiometers used aspherical mirrors, a primary concave paraboloid, and a secondary convex hyperboloid, which is the true Cassegrain configuration, the mirrors of the CERES telescope are both spherical, and so will be referred to as Cassegrain-like geometry.

A true Cassegrain geometry allows the spherical aberrations to be eliminated. Thus, if the detector is correctly located, the focus of the image can be very good. However, such a geometry increases the off-axis aberrations. The choice of spherical

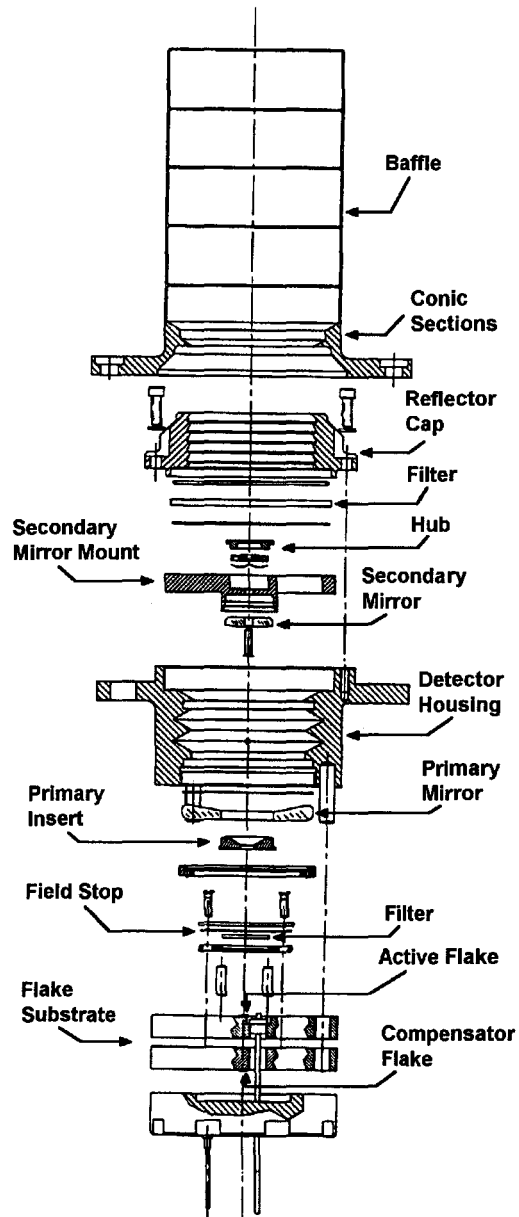


Fig. 3.1: View of the CERES scanning thermistor bolometer radiometer geometry (Courtesy of NASA Langley Research Center)

mirrors for CERES was motivated by the necessity to reduce off-axis aberrations. However, this configuration does increase spherical aberrations for radiation parallel to the main axis of the instrument. Since the instrument is not an imager this has virtually no impact on the quality of the radiometric products.

Bongiovi [19] showed in his thesis that the optical point spread function (PSF) of the CERES radiometer is shaped by the field stop, while the field of view of the ERBE instrument seems to be defined by the optics. This is in part due to the choice of mirrors. Again the spherical mirrors produce an image with a more uniform aberration through out all the angles of incidence, a situation which creates a more sharply defined PSF. More details on this topic can be found in [37].

Filters are provided to give the desired spectral sensitivity. Three wavelength intervals are monitored in both ERBE and CERES. The three ERBE scanning channels had an approximately 60-km field-of-view at nadir and were sensitive in the short (0.2 to 5.0  $\mu\text{m}$ ), long (5.0 to 50  $\mu\text{m}$ ), and total wavelength bands. The three CERES channels will have about twice the spatial resolution of ERBE, and the longwave channel will be replaced by an atmospheric window (8.0 to 12.0  $\mu\text{m}$ ) channel.

Although the designs of ERBE and CERES appear to be very similar, the CERES scanning radiometer is a completely new instrument. The geometry of the telescope has been fine tuned to reduce contamination from off-axis radiation. In [19], Bongiovi compares the optical point spread function of the ERBE and CERES telescopes. Bongiovi shows that the CERES telescope is far superior to the ERBE one in the definition of the pixel.

The CERES instrument will not include the longwave channel used in ERBE. The ERBE TOA fluxes derived from the longwave channel have been compared to synthetic longwave products established from the difference between the total channel and the shortwave channel fluxes. The agreement was never very satisfactory [38]. Little confidence exists in the spectral transmission function of the longwave filters; the synthetic products are thought to be superior because the transmission

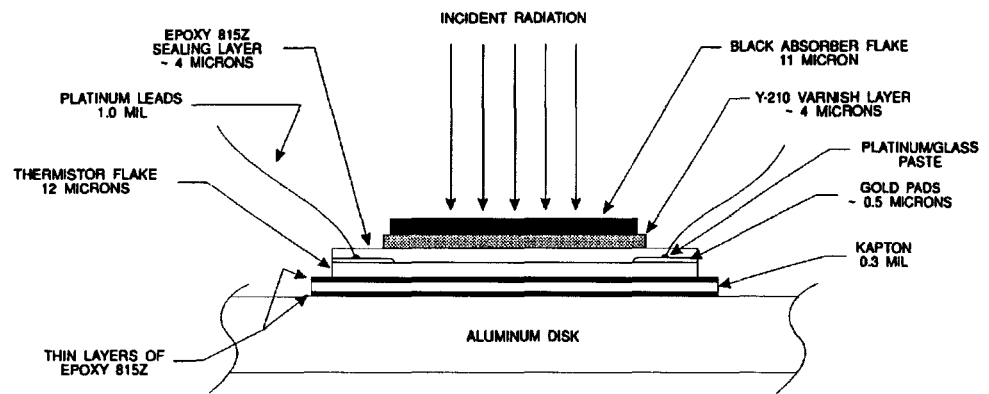


functions of the shortwave filter is well established. However, according to [38], calibration discrepancies between the shortwave and the total channels can lead to errors in the determination of the synthetic longwave product. The discrepancies can be accounted for by applying an intercalibration weighting factor. The third channel of the CERES Instrument has a narrower passband and is called the atmospheric window because the atmosphere is essentially transparent in its pass band, 8 to 12  $\mu m$ . This channel will provide interesting information for cloud determination, especially low level cloudiness.

### **3.1.1.2 The detector**

The heart of the scanning radiometric channels in both ERBE and CERES consists of two nearly identical thick-film thermistor bolometer detectors mounted on adjacent faces of a thick aluminum substrate which acts as a heat sink. Temperature changes in the heat sink induced by changes in the instrument thermal environment are then effectively compensated for by placing the two detectors in opposite arms of a two-active-arm deflection bridge. The active and compensating detectors are 40- to 50- $\mu m$  thick wafers consisting of an absorber layer, a thermistor layer, and a thermal impedance layer, as shown in Figure 3.2. Radiation from the Earth scene is guided through the filters and directed onto the active thermistor bolometer detector by the Cassegrain telescope optics.

Radiation incident to the absorber layer of the active detector is converted into sensible heat and conducted through the thermistor and thermal impedance to the heat sink, whose temperature is maintained within fixed narrow bounds by a servo controller. The change in temperature in the thermistor is highly dependent on the rate at which the heat is conducted away to the heat sink. The thermal impedance layer between the thermistor and the heat sink maintains a large temperature gradient which amplifies the temperature changes in the thermistor. The resulting temperature rise in the thermistor produces a corresponding resistance change which is sensed by the deflection bridge circuit. The amplified bridge voltage may then



(not to scale)

Fig. 3.2: Cross-section of the CERES thermistor bolometer flake (Courtesy of NASA Langley Research Center)

be calibrated in terms of the incident radiation. A schematic diagram of the bridge amplifier circuit appears in Figure 3.3.

The thermistor layer of the detector is a semiconducting material consisting of a polychristalline metal with a Cobalt-Nickel-Manganese oxide spine which has a very high activation energy. This combination yields temperature coefficients of resistance (TCR) on the order of four percent per degree. The TCR is of course related to the oxide compound; it therefore varies from batch to batch and is even likely to vary within one batch of oxide. In order for the compensating flake to account for temperature changes in the heat sink, its TCR must be as close as possible to that of the active flake.

After the semiconducting oxide has been manufactured, it is sputter deposited onto substrates in a vacuum chamber. To form one sensor unit, substrates are sorted in pairs whose TCR's match. The pairs are then assembled together. An indium interface is located between the two substrates to reduce the thermal contact resistance.

Thermistor bolometer radiometers scan the Earth from limb to limb with a scan period on the order of a few seconds, and so the incident radiation signal is highly transient. This means that the thermal and electrical frequency response characteristics intervene in determining the instrument transfer function. However, in practice radiance data are generally interpreted as if they were instantaneous representations of the scene being viewed. Also, the scenes viewed by these instruments are not necessarily spatially homogeneous; the spatial distribution of the energy incident to the radiation detector will generally vary from scene to scene. However, radiance data are interpreted as if all possible spatial distributions of a given amount of energy from an Earth scene produce the same instrument deflection; i.e. "equivalence" is assumed. Finally, thermal noise emitted and reflected to the detector from the instrument structure varies from orbit to orbit and, to a lesser extent, with the scene being viewed. Most of the thermal noise sources are adequately sampled at the ends of each scan cycle when the instrument observes cold space. This will oc-

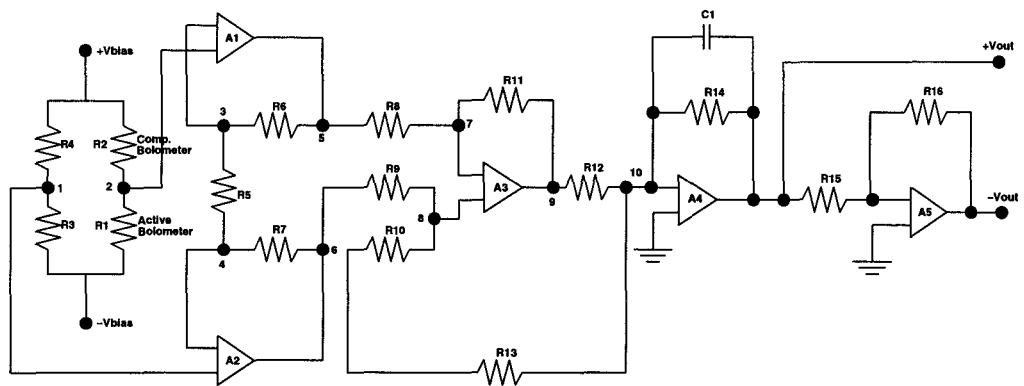


Fig. 3.3: Bridge amplifier circuit for the CERES scanning radiometer.

cur every three seconds in CERES. However, scene-dependent variations in thermal noise which may occur during the scan cycle are not sampled.

High-level dynamic electrothermal models of scanning thermistor bolometer radiometers are being developed in support of ERBE and CERES [18, 17, 22, 19]. This effort is motivated by several factors. First, it is interesting to know how the potential sources of measurement error described above, i.e. dynamic response, non-equivalence, and thermal contamination, impact on the instrument accuracy and precision. Sufficiently high-level numerical representations of these instruments are fully capable of addressing these issues. Dynamic electrothermal models have also proven useful in the initial design stage for optimizing physical dimensions and surface optical treatments, for sizing and selecting electronic components, and for predicting the resulting instrument transfer and point spread functions. Ground-based and inflight calibration systems and procedures as well as data-reduction strategies can be designed and tested before actual hardware is available. Finally, these models have promise for use in the interpretation of flight data [39] and for understanding and dealing with anomalies that may arise after the instrument has been placed in orbit.

### **3.1.2 The ScaRaB Radiometer**

To ensure continuity in Earth radiation budget monitoring from space in the 1990's, France, Germany and Russia developed the Scanner for Radiation Balance (ScaRaB) project [40]. The first suite of instruments was launched in January, 1994, on the Russian Meteor-3/7 polar orbiting satellite. The instruments provided one year of radiometric data from February, 1994, to March, 1995. The continuity was interrupted by a failure in data transmission within the instrument itself. The second flight model is planned to be launched on the Russian Resurs platform in 1997.

### 3.1.2.1 The optics

The general design of the Scanner for Radiation Budget is quite different from that of the ERBE and CERES instruments. However ScaRaB uses an optics which is quite comparable to that of the ERBE or the CERES telescope. Figure 3.4 shows the geometry of the ScaRaB instrument. In this geometry a single spherical mirror is used to focus the incoming radiation onto the field stop of a detector, located at the focal point of the mirror. This configuration has the advantage of reducing the number of reflecting surfaces whose properties are not spectrally flat and are known to change unpredictably over time. However, it cannot be used in combination with a thermistor bolometer detector because this kind of detector requires a large heat sink which would limit the amount of incoming radiation.

The radiometer was designed to be used with a chopper and synchronous demodulation. The spherical chopper focuses the field of view of the instrument onto a small reference blackbody. As is the case for the CERES instrument, the ScaRaB radiometer looks at space on each side of the Earth scan in order to measure the bias of the instrument.

The altitude of the Meteor-3/7 satellite is approximately 1200 km, which with the instrument field of view, yields a pixel size of 60 km at nadir. This is larger than both ERBE and CERES instrument footprints. The orbit is not sunsynchronous ; the 82 deg inclination produces a prograde orbit with a precession period of 209 days. Hence a little less than four local hours are observed every month considering both the ascending and descending nodes of the orbit.

Each instrument is composed of two broadband channels, a shortwave (0.2 to 4.0  $\mu\text{m}$ ) and a total (0.2 to 50  $\mu\text{m}$ ) to compute the components of the Earth radiation budget, and two narrower bands, a visible (0.5 to 0.7  $\mu\text{m}$ ) and an atmospheric window (10.5 to 12.5  $\mu\text{m}$ ) to improve scene identification. No longwave channel is used per se ; instead a synthetic longwave component is determined from measurements in the shortwave and total channels [41].

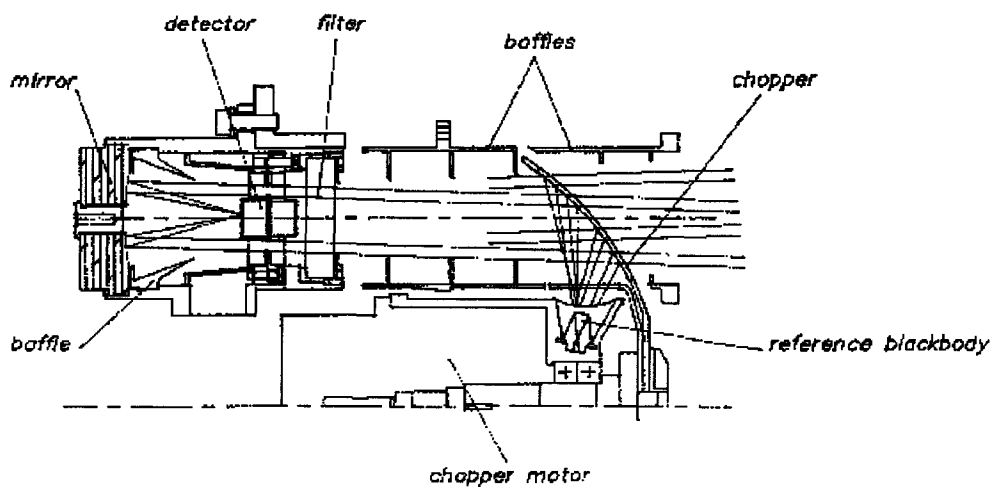


Fig. 3.4: View of the ScaRaB scanning radiometer and its chopper (Courtesy of the Laboratoire de Météorologie Dynamique du CNRS)

### 3.1.2.2 The Detector

The ScaRaB detector is a pyroelectric ( $\text{LiTaO}_3$ ) element coated with black paint. In a pyroelectric detector the average position of the electrons in the crystal changes with temperature. If the crystal absorbs radiant power its temperature increases, which produces electric charge separation and a current in an external circuit. However, the detector does not respond to a constant input, and so the input signal must be modulated. The advantages of pyroelectrics over thermistor bolometers are that they are faster and do not require a highly regulated bias supply nor a detector housing with large thermal inertia.

## 3.2 Field Radiometers

Remote sensing from space of the Earth and its atmosphere is adapted to Earth radiation budget monitoring because global coverage is required and the appropriate resolution is easily achieved. In that sense, airborne or field measurements are not suitable to establish global Earth radiation budget data products. However, so-called field radiometers can bring valuable information to complement space-borne remote sensing data. Field radiometers are needed to measure directly the radiation fluxes at the surface to estimate both surface temperatures and emissivities. Field radiometers are also used to monitor radiation fluxes—downward and upward—within the atmosphere. Satellite estimates of such quantities below the top of the atmosphere require a lot of modeling. When Earth-bound acquisitions are made simultaneously with satellite observations, as often is the case in field experiments, field-radiometer data can be used to improve the models developed for interpretation of satellite measurements.

### 3.2.1 The CLIMAT Infrared Radiometer

The field radiometer CLIMAT (Conveyable Low-noise Infrared radiometer for Measurements of Atmosphere and surface Targets) was designed to address issues



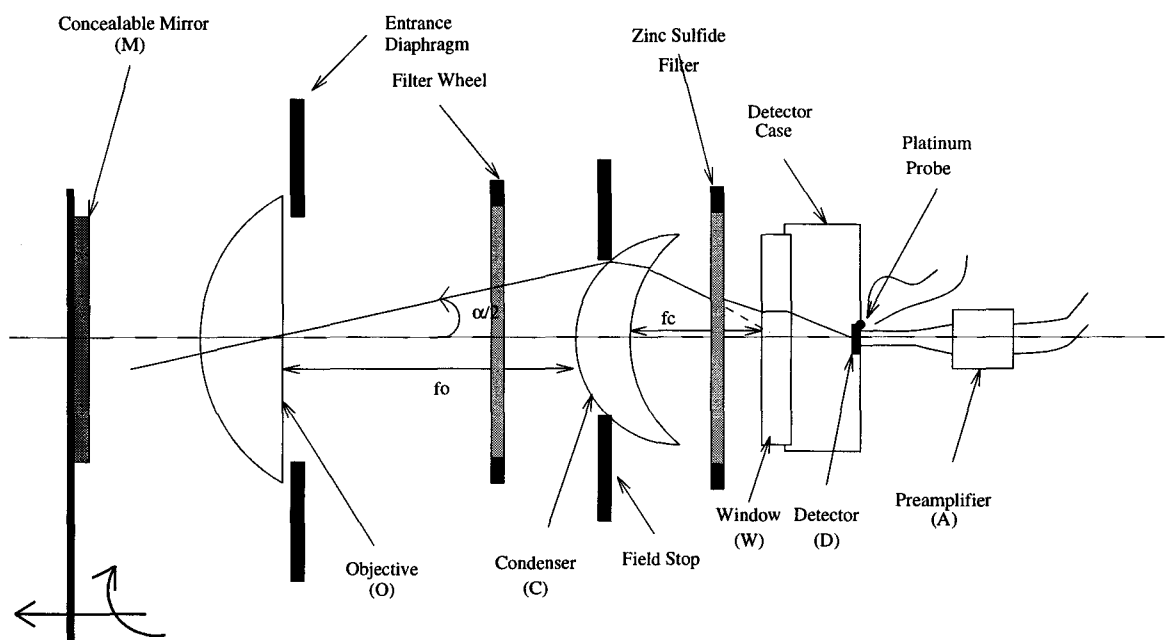
in relation with energy flux measurements, spatial nonhomogeneity and spectral specificity. It was developed by the French company CIMEL Electronique, in collaboration with several scientific groups involved in atmospheric sciences research [42, 43].

The optical front end of the infrared radiometer is composed of two germanium lenses and a thermopile detector mounted according to the Köhler configuration. The objective is a convex-plane lens whereas the condenser is a so-called best-shaped meniscus designed to reduce geometrical aberrations caused by its very short focal length. Both lenses have nonreflective coatings to improve the over-all transmissivity of the optics. According to the Köhler configuration, the condenser is located in the focal plane of the objective lens and the detector in the conjugate plane of the objective lens with respect to the condenser. This geometry is illustrated in Figure 3.5.

The Köhler configuration has several advantages : (1) the spatial distribution of the energy incident upon the detector is uniform, (2) there is no vignetting or possible damage of the detector by possible hot point sources, and (3) the object field of view can be modified independantly from the image field of view, which gives the capability to propose different instrument fields of view without involving major modifications.

The optics includes also several filters as shown in Figure 3.5. The filter wheel can carry up to six different filters which define the spectral characteristics of the channels. In its current configuration, the instrument has four channels defined by interferential filters. The broadband channel is sensitive to the 8-to-14- $\mu\text{m}$  domain, whereas the three 1- $\mu\text{m}$ -wide channels are sensitive to 11.5-to-12.5  $\mu\text{m}$ , 10.5-to-11.5  $\mu\text{m}$  and 8.2-to-9.2  $\mu\text{m}$  respectively. A zinc sulfide filter is located between the condenser and detector to be sure to block out radiation with wavelength larger than 30  $\mu\text{m}$  which are not cut off by the interferential filters. In addition the detector is provided with a protection window which only transmits radiation in the 8-to-14- $\mu\text{m}$  wavelength interval.

During operation part of the radiation absorbed by the detector comes from the observed scene and the remainder comes from thermal emission from all the components of the optics, called background radiation. On the CLIMAT radiometer a concealable gold-deposited mirror located in front of the objective lens is used to monitor this background radiation. The instrument signal due to radiative input from a given scene is therefore obtained by subtracting the instrument signal obtained when using the mirror from instrument signal obtained when monitoring the scene. However, this principle is only valid if the instrument is isothermal. Since the instrument is not temperature controlled, background radiation must be monitored regularly. Further details about the instrument characteristics can be found in [42, 43, 44].



From [43]

Fig. 3.5: View of the optical front end of the CLIMAT radiometer

## Chapitre / Chapter 4

# Numerical Models of Radiometric Channels

### 4.1 High-level Numerical Models of a CERES-like Scanning Thermistor Bolometer Radiometer

The ultimate goal of the effort described in this section is to produce a high-level end-to-end dynamic electrothermal model of scanning thermistor bolometer radiometers of the type used in ERBE and planned for CERES. Such a model would consist of three major blocks : an optical/thermal-radiative module, a detector dynamic electrothermal response module, and a structural heat conduction module. The approach has been to develop these three modules separately and then to integrate them into a coherent end-to-end instrument model. The present section describes the optical/thermal-radiative module, the detector dynamic electrothermal module and the module describing transient heat conduction through the instrument structure. Finally the integration of the modules is discussed.

The models have been developed over the past six years by various students in the Thermal Radiation Group as part of their thesis and dissertation research. Most

models have been produced through the contribution of several students, with an initial version of the code followed by multiple improved versions as students sought to use these models for their own research. In each of the following sections, the author acknowledges the work of his fellow researchers.

### 4.1.1 The Optical/Thermal-Radiative Module

The optical/thermal-radiative module is based on the Monte-Carlo ray-trace method. Therefore it is limited to wavelengths where diffraction effects are negligible. The dimensions of the ERBE and CERES instruments are such that diffraction may be deemed negligible for all but the longest wavelengths of interest, i.e. beyond 50  $\mu\text{m}$  or so. The error in the overall radiative analysis associated with neglecting diffraction effects is probably less than that associated with uncertainties in the surface radiative properties used in the analysis.

Applications of the Monte-Carlo ray-trace method in optics and thermal radiation are widely documented in the literature, see for example references [45, 46, 47, 48, 49, 50, 51], and so details about the general method are not included here. This optical module was first developed by Meekins [18] for the ERBE instrument. Meekins performed a radiative and optical analysis of the ERBE radiometer which gave good insight into the characteristics of the instrument. The model was later modified by Bongiovi [19] to include the CERES geometry. The geometry taken into account in the model was more complete; the baffle, for instance, was added to the model. Bongiovi computed the radiative and optical characteristics of both the ERBE and CERES with greater confidence than before, thanks to the advance of computers which permitted higher accuracy. Finally the model was modified by the current author to provide input to his thermal model of the detector.

Briefly, a very large number of energy bundles, or "rays," is allowed to enter the radiometer through the baffle opening with a desired spatial and spectral distribution. Each ray is traced until it strikes a surface, at which point its fate is determined by comparing the local values of the surface optical properties (absorptivity

and degree of specularity of the reflectivity) with random numbers whose values are uniformly distributed between zero and unity. For example, if the first random number drawn is less than the local absorptivity, the ray is absorbed ; otherwise it is reflected. In this way the surface optical properties are interpreted as probabilities, either that a given ray will be absorbed or reflected or, if reflected, that the reflection will be specular or diffuse. If a reflection turns out to be diffuse, the values of a pair of random numbers are used to determine the direction of the diffuse reflection. Rays emitted from surfaces of the radiometer are treated in a manner similar to rays entering through the baffle opening.

The interior surfaces of the radiometer are subdivided into surface elements whose size and number depend on the spatial resolution required to achieve accuracy goals. When all of the entering and emitted rays have either been traced to a surface element where they are absorbed or have exited the radiometer through the baffle opening, it is possible to compute a quantity called the monochromatic radiation distribution factor,  $D_{ijk}$ , defined as the fraction of radiation emitted from surface element  $i$  (or entering through the baffle opening) in a specified wavelength interval  $\Delta\lambda_k$  that is absorbed by surface element  $j$  (or exits through the baffle opening). After a statistically significant number of rays has been traced, usually on the order of millions depending on the accuracy desired, the distribution factor can be estimated as

$$D_{ijk} \simeq \frac{N_{ijk}}{N_{ik}}, \quad (4.1)$$

where  $N_{ijk}$  is the number of rays emitted diffusely from surface element  $i$  in wavelength interval  $\Delta\lambda_k$  that are absorbed by surface element  $j$ , and  $N_{ik}$  is the total number of rays emitted from surface element  $i$  in wavelength interval  $\Delta\lambda_k$ .

The distribution factors  $D_{ijk}$  can be shown to have the following properties :

$$\sum_{j=1}^n D_{ijk} = 1.0, \quad i = 1, 2, \dots, n, \quad k = 1, 2, \dots, K; \quad (4.2)$$

$$\epsilon_i A_i D_{ijk} = \epsilon_j A_j D_{jik}, \quad k = 1, 2, \dots, K; \quad (4.3)$$

and

$$\sum_{i=1}^n \epsilon_i A_i D_{ijk} = \epsilon_j A_j, j = 1, 2, \dots, n, k = 1, 2, \dots, K, \quad (4.4)$$

where  $\epsilon$  and  $A$  represent emissivity and surface area, respectively. Equation 4.2 is a statement of conservation of energy within each of the  $K$  wavelength intervals, Equation 4.3 expresses reciprocity, and Equation 4.4 is obtained by summing Equation 4.3 over  $i$  and applying Equation 4.2 to the result.

For a given wavelength interval  $\Delta\lambda_k$ , the proportion  $N_{ik}/N_i$  of the total number of rays  $N_i$  emitted from surface  $i$  element at a given temperature must follow the Planck blackbody radiation distribution function. This may be assured by drawing a uniformly distributed random number between zero and unity for each emission event and interpreting its value as that of the blackbody function

$$F_{0 \rightarrow \lambda T} \equiv \int_0^{\lambda T} \frac{e_{b\lambda}(\lambda, T)}{\sigma T^5} d(\lambda T). \quad (4.5)$$

In Equation 4.5,  $e_{b\lambda}(\lambda, T)$  is the Planck blackbody radiation distribution function ( $\text{W}/\text{m}^2\text{-}\mu\text{m}$ ) and  $\sigma$  ( $= 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W}/\text{m}^2\text{-K}^4$ ) is the Stefan-Boltzmann constant. The value of the blackbody function  $F_{0 \rightarrow \lambda T}$  depends only on  $\lambda T$  and represents the fraction of energy emitted by a blackbody at temperature  $T$  in the wavelength interval between zero and  $\lambda$ . Equation 4.5 is set equal to the random number and solved (iteratively) for  $\lambda T$ . Then because  $T$  is known the value of  $\lambda$  can be computed and, once  $\lambda$  is known, the emitted ray can be attributed to the correct wavelength interval  $\delta\lambda_k$ . As a given ray is traced, information about its wavelength interval of origin must be retained so that the correct wavelength-dependent surface optical property values can be attributed to the surfaces it encounters.

Once a statistically valid estimate of the distribution factor has been obtained, it may be used to compute the radiation absorbed by any surface  $j$ ,

$$Q_{abs,j} = \sum_{k=1}^K \sum_{i=1}^n A_i \epsilon_i \sigma T_i^4 F_{ik} D_{ijk} \quad (W). \quad (4.6)$$

In Equation 4.6,  $K$  is the total number of wavelength intervals,  $n$  is the total number of emitting surface elements (including the baffle opening through which radiation

from the Earth scene enters), and the quantity  $F_{ik}$  is the fraction of the total energy of a blackbody contained in the wavelength band  $\delta\lambda_k$ , that is

$$F_{ik} = F_{0 \rightarrow \lambda_k T_i} - F_{0 \rightarrow \lambda_{k-1} T_i} . \quad (4.7)$$

In this scenario a given Earth scene can be interpreted as a distribution of black point sources located at infinity in front of the baffle opening. Once the temperatures of all of the interior surface elements and the point sources representing the Earth scene have been specified, Equation 4.6 can be used to compute the distribution of absorbed radiation on all internal surfaces of the radiometer, including the active flake. More to the point, the distribution of this energy between that coming from the Earth scene and that coming from the radiometer structure can be determined. The ratio of the latter to the former is then a measure of the potential for thermal contamination.

### 4.1.2 Detector Dynamic Electrothermal Module

The finite-difference-based model of the dynamic thermal and electrical behaviors of the detector is developed in this section. This model was initially developed by the author as part of his research while studying for his Master of Science degree. The model consisted of a thermal module which computed the temperature distribution in the active flake and in the compensating flake independently, thus assuming a constant temperature heat sink. The electronic circuit was modelled using a commercial software package. However, the thermal and electronic modules were coupled by developing correlations between self-heating and the resistance of the thermistor layers. For more details see [22]. As part of his doctoral research, the current author developed an electronic model based on the electrical circuit of the ERBE instrument. This allowed complete feedback between the two modules. Priestley [21] later modified the code to take into account transient temperature changes in the substrates of the two detectors, thus linking them thermally. In addition the electronic model was updated to represent the circuit of the CERES



instrument [20]. Finally the current author adapted the model for coupling with the optical-radiative module described in the previous section in order to process simulated Earth-scene scans, as described in Section 5.4.

The detector flake is represented in Figure 3.2, and a schematic diagram of the associated electronics appears in Figure 3.3. The thermal part of the model characterizes the temperature changes, in both the active detector and compensator flakes, as well as in the substrates, associated with temporal and spatial variations of the radiative input. The electrical part of the model predicts the variation of overall resistance of both flakes due to thermal changes and computes the signal response of the electronic circuit. The electrical analysis also predicts the Joulean heating in both thermistors and passes it to the thermal model. The two parts of the model are fully coupled.

The unsteady three-dimensional temperature field  $T(x,y,z,t)$  in the detector flake is given by the solution to the unsteady heat conduction equation,

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( k_x \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_y \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \dot{q} = \rho C \frac{\partial T}{\partial t}, \quad (4.8)$$

subject to appropriate initial and boundary conditions. In Equation 4.8  $k_x$ ,  $k_y$  and  $k_z$  are the thermal conductivities in the x, y and z directions;  $\dot{q}$  is a volumetric heat source term;  $\rho$  is the mass density; and  $C$  is the specific heat.

The two-dimensional electrical diffusion in the thermistor layer is described by the Laplace equation

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \sigma_e \frac{\partial V}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \sigma_e \frac{\partial V}{\partial y} \right) = 0, \quad (4.9)$$

derived from the continuity equation for the current density field  $\vec{J}$

$$\vec{\nabla} \cdot (\vec{J}) = 0. \quad (4.10)$$

In Equation 4.9  $V$  is the electric potential and  $\sigma_e$  is the electrical conductivity. A two-dimensional model is used for electrical diffusion because the thermistor layer is electrically insulated in the vertical direction by two layers of epoxy.

Both thermal and electrical diffusion in the detector flake are represented by a fully implicit finite-difference formulation. The finite-difference method is conceptually simple and straightforward, and it is well suited to the rectangular geometry of the detector flake. Because the electrical and thermophysical properties of the various layers are different, the finite-difference analysis is initially developed from the point of view of control volumes. Each layer is first subdivided into control volumes such that the properties are uniform within a given control volume. The nodes are located at the centers of the control volumes, and each node has six neighbors. The finite-difference nodal mesh for the CERES-like detector flake of Figure 3.2 is shown in Figure 4.1. The number of layers of nodes through the flake is fixed, but the number of nodes per layer is variable.

In an unsteady finite-difference formulation, the temperature of a given node at time  $t$  is directly related to the temperatures of its six neighbors and to its own temperature at the previous time ( $t - \delta t$ ) by an algebraic approximation to Equation 4.8. The degree of approximation depends on the finite-difference grid spacing and the size of the time steps used as well as the convergence criteria used for each time step. The details of this process are widely available in standard texts, of which reference [52] is an example. The details of the current application are given in reference [22].

The detector flake, represented in Figures 3.2 and 4.1, is geometrically three dimensional. Although we know that heat is conducted principally in one direction, the three-dimensionality of the problem is retained in order to maintain the flexibility of the model and to sample the effects of three-dimensionality. Equation 4.8 is integrated over time and over each control volume to obtain a discretized representation of the heat diffusion equation. The resulting algebraic difference equations of the problem are solved by a Gauss-Siedel point-by-point method. The solution starts with an initial temperature, usually 311 K, for the entire grid shown in Figure 4.1. An initial temperature guess is assigned to each node in order to calculate the node temperatures at the first time step. Each grid point, or node, is visited

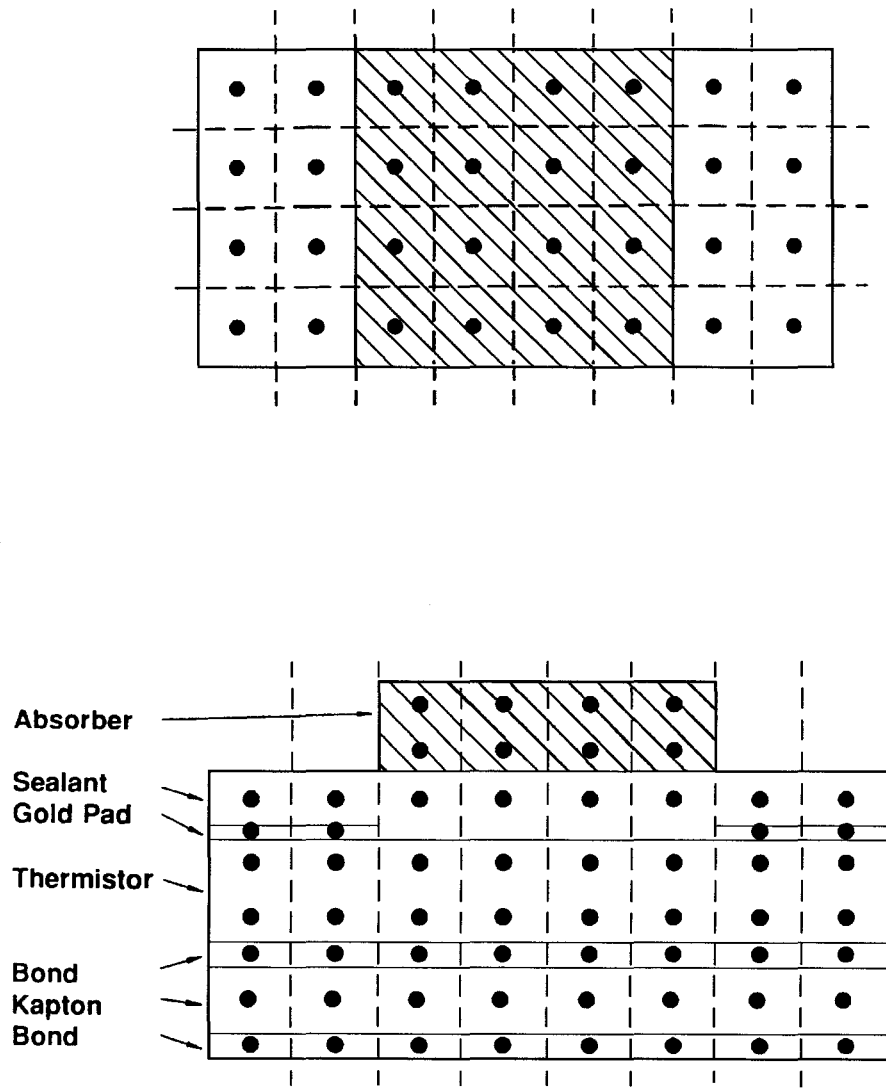


Fig. 4.1: Finite difference nodal mesh for transient thermal and electrical analysis of the CERES bolometer detector.

successively to calculate the temperature at that point using the discretized heat diffusion equation. In this step the temperatures of the six neighbors are needed and so the most recent values are used. When the entire grid has been visited in this manner one iteration has been completed. Iterations are performed successively until the change in node temperatures from one iteration to the next becomes less than an acceptable tolerance.

The active and compensator detector flakes, both of which are analyzed in this manner, are connected in the detector bridge circuit as shown in Figure 3.3. In each flake the current passes through the thermistor layer connected to the circuit by platinum leads. The resistance provided by a square sheet of thermistor is directly related to its temperature. For small variations of temperature this relation can be approximated by

$$R = R_0 [1 - \alpha (T - T_0)] , \quad (4.11)$$

where  $R_0$  is the known thermistor resistance at temperature  $T_0$  and  $\alpha$  is the temperature coefficient of resistance around  $T_0$ . However, for the larger temperature variations encountered during operation of the CERES thermistor bolometers the more accurate equation,

$$R = R_0 \exp \left[ B \left( \frac{1}{T} - \frac{1}{T_0} \right) \right] , \quad (4.12)$$

is used, where  $B$  is the activation energy of the thermistor material. For a rectangular cross-section conductor of thickness  $\delta$ , length  $L$  and width  $w$ , the electrical conductivity  $\sigma_e$  is related to the electrical resistance  $R$  by

$$\sigma_e = \frac{L}{Rw\delta} . \quad (4.13)$$

Equations 4.12 and 4.13 are applied to a  $\delta \times L \times w$  rectangular volume element in order to compute the local electrical conductivity from local temperatures provided by the thermal analysis.

When the active flake receives a radiative heat input, its temperature distribution changes rapidly, which in turn changes the overall resistance of the thermistor.

Equation 4.12 is nonlinear in temperature and so cannot be used to relate the average temperature of the thermistor to its overall resistance. Instead, for the value of electrical potential difference across the flake at the beginning of a given calculation time step, a discrete electric field in the thermistor layer is computed using the two-dimensional electrical diffusion equation, Equation 4.9, and the local values of the electrical conductivity obtained using Equations 4.12 and 4.13. The two-dimensional current density field passing through the flake is then computed by applying Ohm's law locally. Finally, the overall electrical resistance of the thermistor is computed as the ratio of the applied potential difference to the computed total current flowing out of (or into) the flake.

Once the resistances of the active and compensating detector flakes are known, the signal response of the detector bridge amplifier circuit can be computed. At a given time step with given values for each component of the circuit, resistors, capacitors and operational amplifiers, the electrical potential,  $V_{out}$ , in Figure 3.3 can be computed. Its dynamic behavior is ruled by a differential equation,

$$\frac{dV_{out}}{dt} + C_1 V_{out} = C_2, \quad (4.14)$$

where  $C_1$  and  $C_2$  are constants whose values depend on the values of the circuit components shown in Figure 3.3. Equation 4.14, which is based on successive applications of Kirchhoff's current law to all the nodes in Figure 3.3, is solved. The operational amplifiers are assumed to be ideal amplifiers, which implies that the electrical potential at the output of the amplifier is computed as directly proportional to the difference between the electrical potential at the inverting input and that at the noninverting input,

$$V_{out} = A (V_{in}^+ - V_{in}^-), \quad (4.15)$$

where  $A$  is the gain of the amplifier. The signal response of the detector circuit,  $V_{out}$ , is then computed as

$$V_{out} = C_3 \exp -C_1 t + \frac{C_2}{C_1}. \quad (4.16)$$

The signal response of the circuit is obtained at each time step by successively invoking the combined thermal and electrical analyses for the radiative input condition prevailing at the beginning of the time step. By using sufficiently small time steps, on the order of one millisecond, the continuous response of the thermistor bolometer radiometer to a sequence of simulated Earth scenes can be obtained.

### 4.1.3 The Telescope Thermal Conductive Module

Every surface of the instrument structure which exchanges energy with the detector is a source of thermal radiation which contributes to the background signal of the instrument. If the temperature distribution remains constant, the background signal will be a constant offset which will be accounted for by calibration through space looks and internal calibration procedures. However, if thermal transients occur in the instrument structure during a scan cycle, variations in the background signal will be integrated into the signal and thus introduce errors in the measurement. In order to assess the level of the variations in background signal a numerical model was developed to characterize the heat conduction through the structure of the instrument.

The heat diffusion in the structure of the radiometer shown in Figure 3.1 has been modelled by using a hybrid finite-element package PATRAN<sup>R</sup>-ABAQUS<sup>R</sup>. This model was developed by Savransky [53] as part of his Master's research project. The use of commercial software will not make it an easy task for future work with this model. The commercial software is not well suited to work in combination with other models. Data produced by the optics module cannot be integrated easily as radiative input to the thermal diffusion calculations, nor can this software produce output that could easily be used by the detector electrothermal model. However this model has provided us with some interesting data which is discussed in Section 5.3.

The radiometer structure may be subdivided into its component parts and these parts further subdivided into a finite-element grid. The finite-element grid was established using the commercial software package PATRAN<sup>R</sup>. In order to use

PATRAN<sup>R</sup> it was first necessary to create a data file containing the radiometer geometry. The geometry was defined according to CAD-generated drawings from the SERVO Corporation of America. This ensures that the geometry is identical to that used in the optical/radiative analysis. However the finite element analysis requires the meshing to be much finer. More than 1800 nodes were used to describe the three-dimensional geometry of the instrument. The thermophysical properties of the material were taken to be that of the actual material for all but two elements. The active and compensating flakes were assumed to be made of a homogeneous material whose thermophysical properties were determined from a weighted average of the actual thermal properties of the different materials making up the detectors. This is justified because, while the telescope structure temperature can have a large impact on the detector flake temperature, the inverse is not true. The next step is to port the finite-element grid into a commercial finite-element code, in this case ABAQUS<sup>R</sup>, which then computes the evolution of the temperature field in the structure subject to specified temperature and heat flux initial and boundary conditions.

The boundary conditions to the problem are of three kinds. All the surface nodes facing the interior of the telescope have radiative boundary conditions characterized by a flux. The fluxes are derived from a full-radiative analysis of the radiative transfer in the instrument using the optics module and assuming that the instrument is completely isothermal at a temperature of 311 K. The surface nodes on the outside of the telescope are considered to be thermally insulated because the instrument is in vacuum and the net radiative exchange with the environment of the radiometer is unknown but is nominally a small constant. The boundary condition at the interface between the telescope housing and satellite is a constant-temperature boundary condition. This temperature is determined by and varies with the orbit of the satellite from about 287 K to about 297 K.

The instrument is in fact thermally insulated from the space craft by mica washers. As a result the temperature distribution in the instrument is very uniform. The maximum gradient is found to be less than 0.3 K from the aperture to the detector

substrate. Further details about this model can be found in [53].

#### 4.1.4 The End-to-End Dynamic Radiative Electrothermal Model

The end-to-end model was meant to include the three modules described in the preceding sections. However a commercial software package was chosen to compute the temperature distribution of the structure, thereby precluding its integration with the other two modules. In Section 5.3, the impact of change in thermal noise across a scan is shown to contribute negligibly to the signal response of the instrument. Therefore integration of the thermal conductive module into the end-to-end model is not critical. Figure 4.2 shows the numerical models described in this dissertation and their current relations.

The end-to-end dynamic radiative and electrothermal model of the entire radiometric channel is thus considered to be complete since the optical/thermal-radiative module and the thermistor bolometer dynamic electrothermal module are fully integrated, and the telescope structural dynamic thermal module may be used off-line to verify that its integration is unnecessary. As completed, the structure dynamic thermal module permits studies of the radiometric effects of thermal transients in the radiometer structure which occur due to its varying thermal environment. For example, during testing of the engineering prototype of the CERES instrument it was discovered that differential transient heating of the substrate on which the active and compensating detector flakes are mounted resulted in a small but measurable bridge deflection not directly related to the calibration radiation flux incident to the instrument aperture. This problem has since been eliminated by introduction of an insulating washer.

In parallel with the effort described here practical end-to-end models of the actual flight instrument is being developed by Priestley [54] at the NASA Langley Research Center. When complete, the channel end-to-end model will allow engineers to predict and eliminate such anomalies before they manifest themselves in



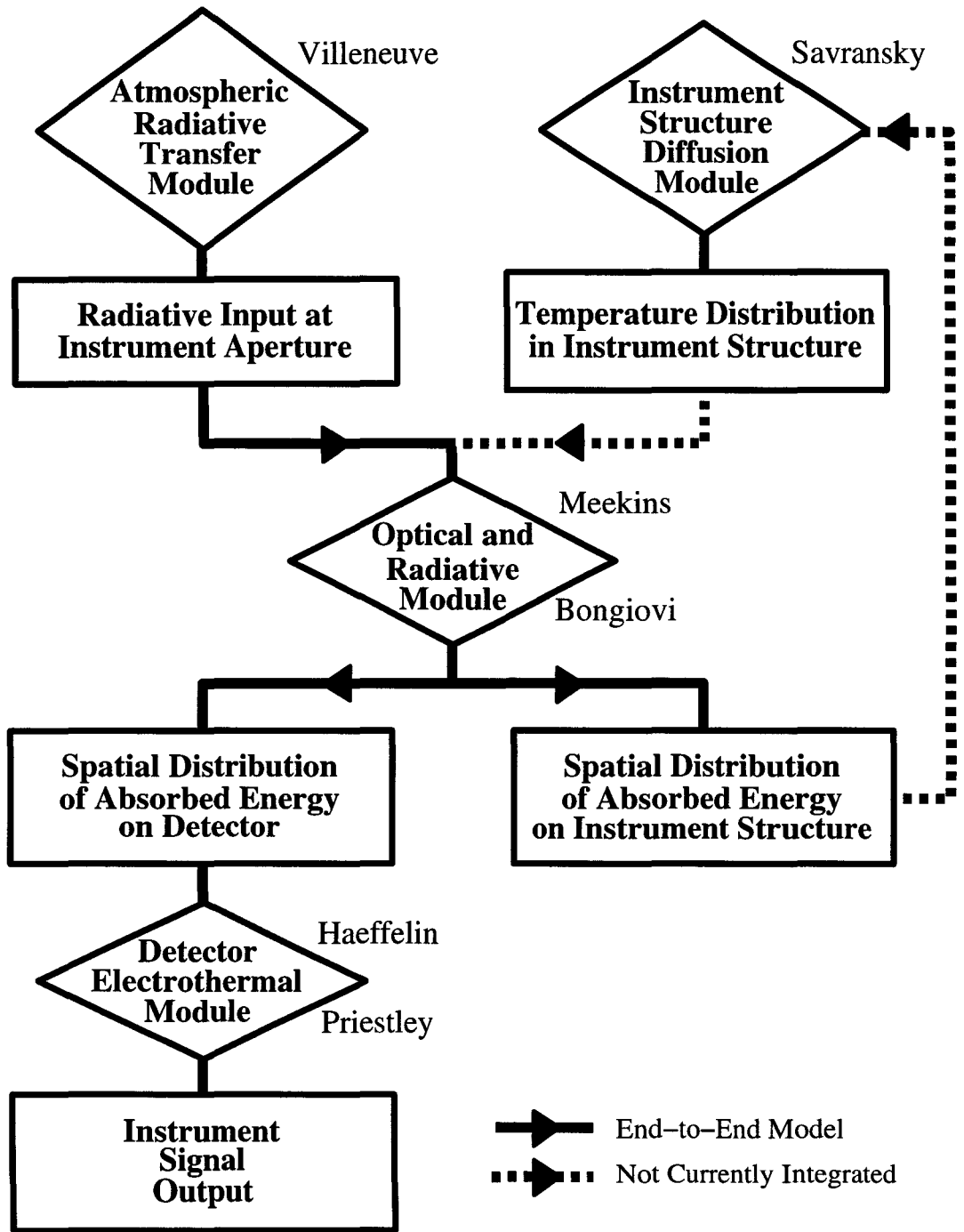


Fig. 4.2: Current relations between numerical models developed in the Thermal Radiation Group at Virginia Tech

operational radiometric channels.

## 4.2 Numerical Model of the CLIMAT Radiometer

A Monte-Carlo based ray-trace model was developed by the author to characterize the optical and radiative performance of the radiometer CLIMAT described in Section 3.2.1. This model was considered necessary to assist the experimental study of the instrument through its development phase. The numerical model of the CLIMAT radiometer is similar to the ray-trace code developed for the ERBE and CERES radiometers. The geometry of the model is based on structure shown in Figure 3.5. The model takes into account the spectral characteristics of the optical components such as the transmissivity and surface reflectivity of the lenses. However, the detector itself is assumed to have a spectrally flat absorptivity.

The Monte-Carlo ray-trace technique is identical to that described in Section 4.1.1. Radiation is represented by a finite number of energy bundles which are traced from their point of emission to their point of absorption. Distribution factors are defined just as in Equation 4.1. However, to take into account the difference of index of refraction between the different media, the reciprocity relation becomes

$$n_i^2 \epsilon_i A_i D_{ijk} = n_j^2 \epsilon_j A_j D_{jik} , \quad (4.17)$$

where  $n_i$  is the index of refraction of the medium in which energy bundles leaving surface  $i$  are emitted and  $n_j$  is the index of refraction of the medium adjacent to surface  $j$ . This equation is derived from the fact that when a radiative beam is refracted at the boundary between two media of refractive index  $n_i$  and  $n_j$ , the conservation of energy leads to

$$\frac{L_i}{n_i^2} = \frac{L_j}{n_j^2} , \quad (4.18)$$

where  $L_i$  and  $L_j$  are the radiances in the two media [15].

Hence, the energy emitted by surface  $i$  and absorbed by surface  $j$  in the wavelength interval  $k$  is defined as

$$Q_{ijk} = n_i^2 \epsilon_i A_i \sigma T_i^4 F_{ik} D_{ijk} (W), \quad (4.19)$$

where the quantity  $F_{ik}$  is defined in Equation 4.7. Equation 4.19 can be used to compute the contribution of each element to the background signal.

# Chapitre / Chapter 5

## Predicted Channel Performance Using the Model

The optical/thermal-radiative module and the thermistor bolometer dynamic electrothermal module have been used separately and in combination to study the optical performance of a radiometer, including thermal radiative contamination, and the equivalence and dynamic response characteristics of a thermistor bolometer. Results presented here are not influenced by heat diffusion in the radiometer structure.

### 5.1 Predicted Optical/Thermal-Radiative Performance

Three streams of radiation arrive at the active detector during channel operation : (1) direct radiation from the Earth scene that has followed the theoretical optical path defined by the baffle, Cassegrain telescope optics, filters, and a precision field stop (mounted just above the detector in Figure 3.2) ; (2) indirect radiation from the hemispherical space above the baffle opening, some of which is from the intended Earth scene but does not follow the theoretical optical path, and the remainder

of which is "out-of-field" radiation ; and (3) radiation emitted from the radiometer structure, which is potential thermal radiative contamination. The Monte-Carlo ray-trace method allows the radiation arriving at the active detector to be classified into these three categories.

Radiation emitted from the radiometer structure and arriving at the active detector is referred to only as "potential" thermal radiative contamination because for the most part this component is sampled when the radiometer observes cold space every three seconds. In order for radiation emitted from the structure to produce channel noise it must (a) account for a significant fraction of the total radiation arriving at the active detector and (b) vary significantly during a single three-second scan across the Earth's surface.

The fidelity of the modeling tool used to predict the performance has been established by Bongiovi [19] and need not be reported here. The fidelity of a Monte-Carlo ray-trace analysis is measured by its degree of convergence and by the statistics of its internal consistency. "Degree of convergence" refers to the number of energy bundles, or rays, that must be traced in order that the result obtained is no longer sensitive to the number of rays traced, and "statistics of internal consistency" refers to the statistical measure of the degree to which the analysis is consistent with the fundamental laws of radiative transfer such as conservation of energy and reciprocity.

For the analysis whose results are reported here, the CERES radiometer is divided into 746 surface elements. Nominal values of the surface optical properties (absorptivity and degree of specularity of the reflectivity) have been used for the various surface coatings and treatments (Chemglaze, copper black, electrodeposited nickel, polished aluminum, and 3M Black Velvet), and the spectral response curves of the filters and mirrors were obtained from the vendors. The interested reader is referred to reference [19] for the surface optical properties and to reference [18] for the filter spectral response curves.

### 5.1.1 Discretization of the FOV

Recall from Section 4.1.1 that a study by Bongiovi [19] showed that the field of view of the CERES scanning radiometer was defined predominantly by the shape and dimensions of the field stop. Two approaches are available to characterize the field of view of the instrument using the optics module of the end-to-end model. To define the field of view and the optical point spread function (see Section 5.1.3), Bongiovi [19] applied a reverse Monte-Carlo ray-trace method, where energy bundles are diffusely emitted from the detector and those leaving the instrument through the aperture are accounted for. This method does not allow the field of view to be discretized and hence, heterogeneous scenes cannot be studied. This approach also does not provide a discretization of the detector, which is important for coupling with the electrothermal model.

Because the field of view is shaped by the field stop, it was decided to base its angular discretization according to the two angles which characterize the field stop : the scan and the cross-scan—along-track— angles. The scan and cross-scan angles are measured from the instrument optical axis respectively in the scan and cross-scan directions. In the physical dimensions of the field stop, the maximum scan angle is  $\pm 0.65$  deg and the maximum cross-scan angle is  $\pm 1.30$  deg. The discretization is obtained with a 0.0635-deg increment and 0.1-deg increment, respectively. The increment in the scan direction is defined according to the scan rate of the CERES instrument, which is 63.5 deg/s, and the numerical time step of the electrothermal module, 0.001 s. Therefore, a 0.0635-deg increment will allow the field of view of the instrument to be updated at every time step when the end-to-end model is used to simulate an Earth scan, as described in Section 5.4. The increment in the cross-scan direction is chosen so that the number of angular intervals is similar to the number of intervals in the scan direction. The angles are not limited to the values corresponding to the physical dimensions of the field stop because some out-of-field radiation reaches the detector through non-optical paths.

The unit vector characterizing the direction of collimated radiation incident upon

the aperture can be defined by two angles in the spherical coordinate system of the instrument,  $\theta$  and  $\phi$ , respectively called the zenith and azimuth angles. An angular bin in the field of view of the instrument is defined by a scan angle and a cross-scan angle, respectively  $\beta$  and  $\zeta$ , to which correspond two angles  $\theta$  and  $\phi$  defining the direction of radiation for that bin. Because the angular bin is small, radiation associated with one bin is assumed to be collimated. According to Figure 5.1, the azimuth angle can be defined as

$$\phi = \arctan \left( \frac{\tan \beta}{\tan \zeta} \right), \quad (5.1)$$

and the zenith angle as

$$\theta = \arctan \left( \frac{\tan \beta}{\sin \phi} \right). \quad (5.2)$$

The angle  $\theta$  is defined between 0 and  $\pi$  and  $\phi$  between 0 and  $2\pi$ .

The maximum zenith angle to be considered for this application is less than 2 deg and hence  $\cos \theta$  is essentially equal to unity. Therefore the solid angle, defined as “the area intercepted on a unit sphere by a conical angle originating at the sphere center” [55] can be considered as an area intercepted on the plane tangent to the sphere at the intercept with the cone axis. Hence the solid angle associated with each angular bin,  $\Delta\Omega$ , is to an acceptable approximation the product of the scan-angle increment and the cross-scan-angle increment (in units of radiants square),

$$\Delta\Omega = \Delta\beta\Delta\zeta. \quad (5.3)$$

## 5.1.2 Computation of Distribution Factors

Distribution factors, defined in Section 4.1.1, are used to determine the radiative exchange between elements making up an enclosure. Distribution factors vary according to the conditions under which they are developed. Some distribution factors have been computed in enclosures which have spectral characteristics and can only be applied in specific wavelength intervals. Other distribution factors correspond to the energy exchange between two surfaces, but only for limited angular conditions.

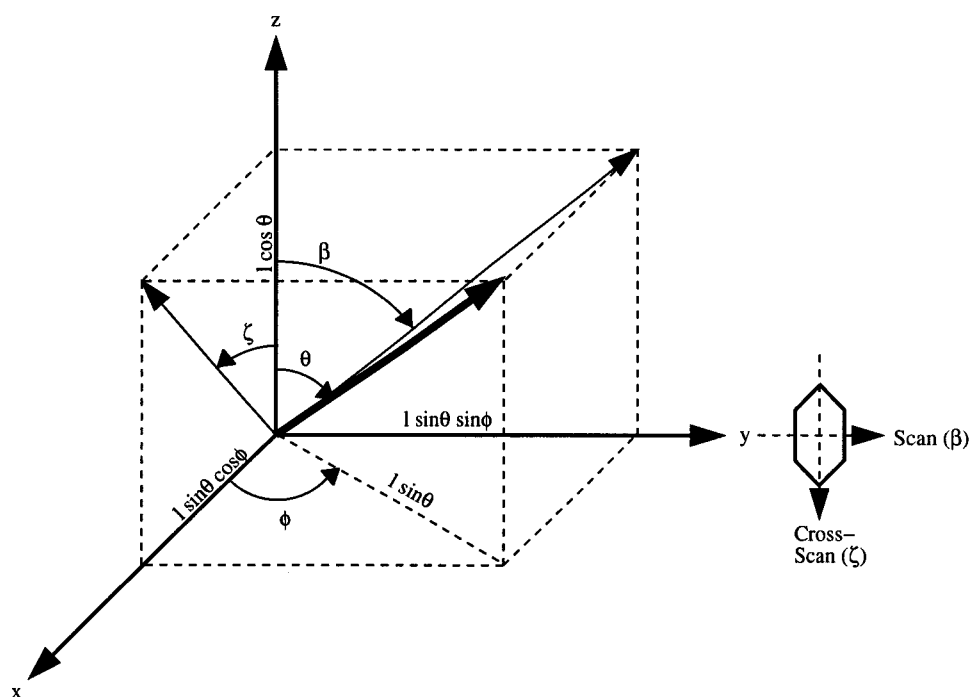


Fig. 5.1: Geometry for conversion from cross-scan (along-track) and scan (cross-track) angles to zenith and azimuth angles.



For the complete analysis of the scanning radiometer several types of distribution factors need to be computed. Note that all the following studies are performed using a gray analysis. The first set of distribution factors represents the radiative energy exchange within the telescope between all the surface elements and the detector element. The second set of distribution factors characterizes the spatial distribution on the detector of absorbed radiative energy originating from the Earth radiative field. In the third set, the radiative field of the Earth is replaced by a diffuse calibration source.

### 5.1.2.1 Radiative Exchange between Telescope and Detector

The distribution factors computed here define the contribution to the absorbed power on the detector of all the surface elements making up the structure of the instrument. The most efficient way to compute these distribution factors is to compute the distribution factors from the detector to the other surfaces and then use reciprocity, Equation 4.3 page 37. This is done by diffusely emitting a large number of energy bundles from the detector surface and recording the number of bundles absorbed by each surface element of the enclosure.

Table 5.1 shows the contribution of each of the identifiable components of the CERES scanning radiometer to the total radiative power absorbed by the active detector, assuming that each component is at its nominal operating temperature of 311 K. These values provide some measure of the potential that a given component has for contributing to radiative contamination due to thermal emission. Recall that if these values do not change during a three-second limb-to-limb scan they can be measured during the "space look" at each end of the scan and subtracted from the data obtained during the scan. If they do change, a linear variation is assumed and the average of space-look values on each end of the scan is used to account for background thermal emission.

It is not clear from Table 5.1 whether the potential for thermal radiative contamination of the signal due to emission from the radiometer structure is low or

Tab. 5.1: Contribution of the various radiometer components to the total radiative power absorbed by the active detector flake (components are assumed to be at 311 K).

Instrument Component	$Q_{flake}(mW)$	Fraction* (%)
Field Stop	0.567	53.6
Flake Cavity	0.138	13.0
Active Flake	0.137	12.9
Primary Insert	0.101	9.5
Reflector Cap	0.057	5.4
Secondary Mirror Mount	0.040	3.8
Detector Housing	0.014	1.3
Baffle	0.004	0.4
TOTAL	1.058	100.0

\* Fraction of the total noise to the flake.

See Figure 3.1 page 22 to identify instrument components

not. The component most susceptible to temperature variations during a sweep half-cycle, the baffle, has the least contribution to the total thermal noise incident to the detector. This is because the narrow field-of-view of the Cassegrain optical train prevents the active detector from "seeing" the baffle. On the other hand, the field stop, which contributes the largest radiative load to the detector—more than 50 percent of the total—is the component least likely to vary in temperature by virtue of its relatively sheltered position deep in the heart of the instrument. Further investigation of the potential for thermal contamination to change during a scan is presented in Section 5.3

#### 5.1.2.2 Diffuse Distribution Factors

The distribution on the detector of energy originating from a diffuse source is computed by diffusely emitting energy bundles from the aperture and accounting for the rays absorbed by the detector. Beyond a certain zenith angle of emission,  $\theta_{max}$ , no radiation reaches the detector, and thus the diffuse emission can be limited to this angle to avoid wasting rays which will not contribute to the analysis without reducing the accuracy of the distribution factors.

#### 5.1.2.3 Collimated Distribution Factors

To define the field of view of the scanning radiometer, the optics module is used by tracing radiation incident upon the aperture through the telescope and counting the energy bundles absorbed by the detector. In order to be able to study heterogeneous Earth scenes, radiation associated with each angular bin is traced independently. For each combination of scan and cross-scan angles, the angles  $\theta$  and  $\phi$  are computed using Equations 5.1 and 5.2 and collimated rays are emitted from the imaginary aperture and traced through the telescope. Because a fairly large fraction of the radiation incident on the aperture actually reaches the detector, approximately 30 percent for on-axis radiation, only 40,000 bundles need to be traced to obtain a good definition of the spatial distribution of energy on the detector.

Distribution factors are computed for each angular bin using the gray equivalent to Equation 4.1

$$D_{elt}^{bin} \simeq \frac{N_{elt}^{bin}}{N^{bin}}, \quad (5.4)$$

where  $N_{elt}^{bin}$  is the number of rays emitted in the collimated direction of a given bin from the instrument aperture that are absorbed by a given surface element on the detector, and  $N^{bin}$  is the total number of rays emitted from the aperture in the collimated direction of the bin. The gray analysis implies that the spectral dependance of the surface properties is not taken into account. In other words, the results presented represent the total channel.

Figure 5.2 shows the relative position and orientation of the spider legs, the field stop and the active detector, along the optical axis. Note the orientation of the field stop with respect to the scan and cross-scan directions. Note also that the field stop is oriented diagonally with respect to the active detector. Given this geometry, the cross-scan direction becomes an axis of symmetry.

Figure 5.3(a) shows the spatial distribution of energy absorbed in the plane of the detector for collimated radiation entering the instrument aperture parallel to the optical axis. The image is close to circular which corresponds to the geometry of the aperture. The image is centered on the detector and has a 0.1-mm diameter. For collimated on-axis radiation, the field-stop aperture does not intercept any radiation. However, the supporting legs of the secondary mirror are visible. Note that the image is inverted compared to the geometry shown in Figure 5.2, since the detector is located slightly behind the focal point.

The grid shown in Figure 5.3(a) are those of the elements defining the mesh of the electrothermal model. As described in Section 4.1.2, the surface of the absorber layer of the detector has been discretized in a 16 by 16 grid, or 256 elements of which only sixteen are visible in Figure 5.3(a). Figure 5.3(b) shows the distribution factors corresponding to the spatial distribution of Figure 5.3(a). Note that although the image of Figure 5.3(a) has approximately the size of one element, because the image is centered, four elements are actually illuminated. The remaining elements

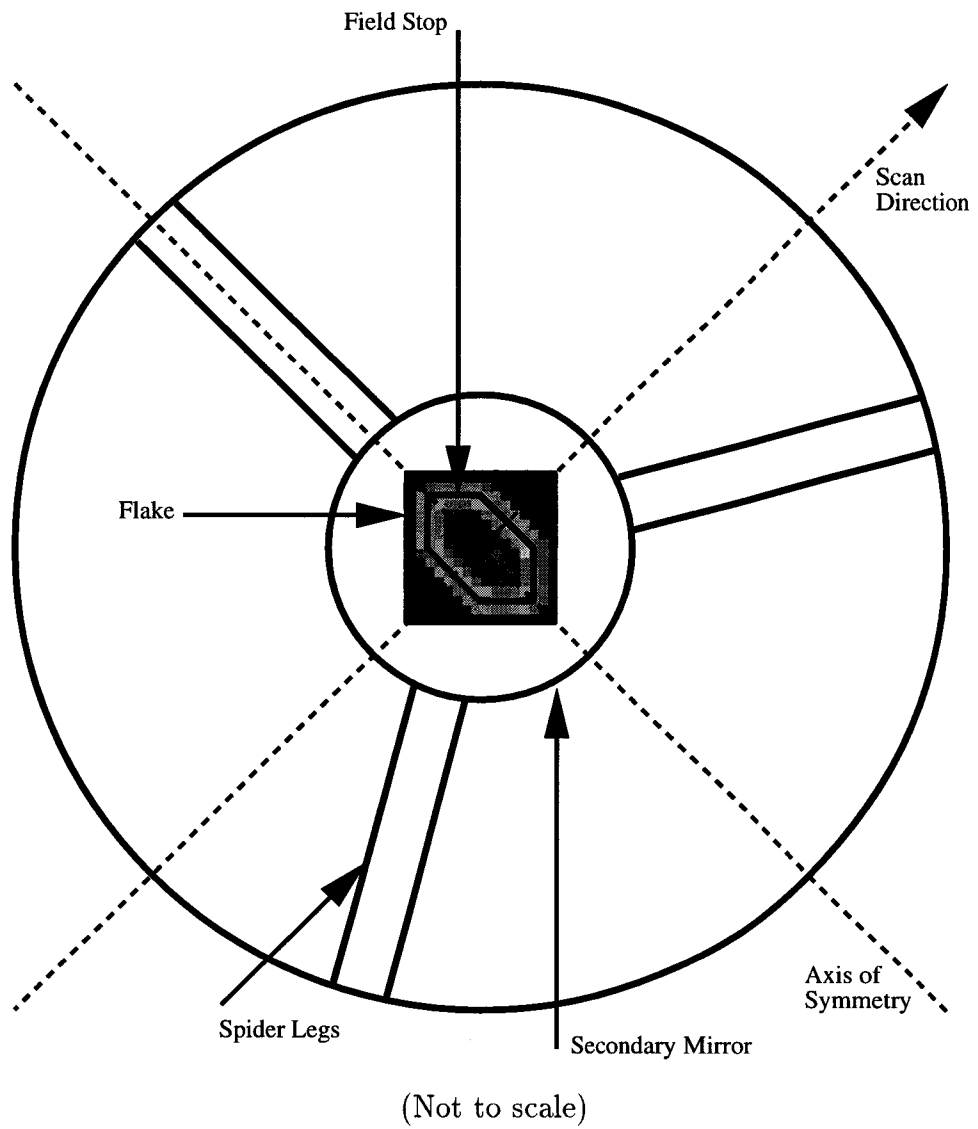


Fig. 5.2: Relative position along the CERES radiometer optical axis of some important components.

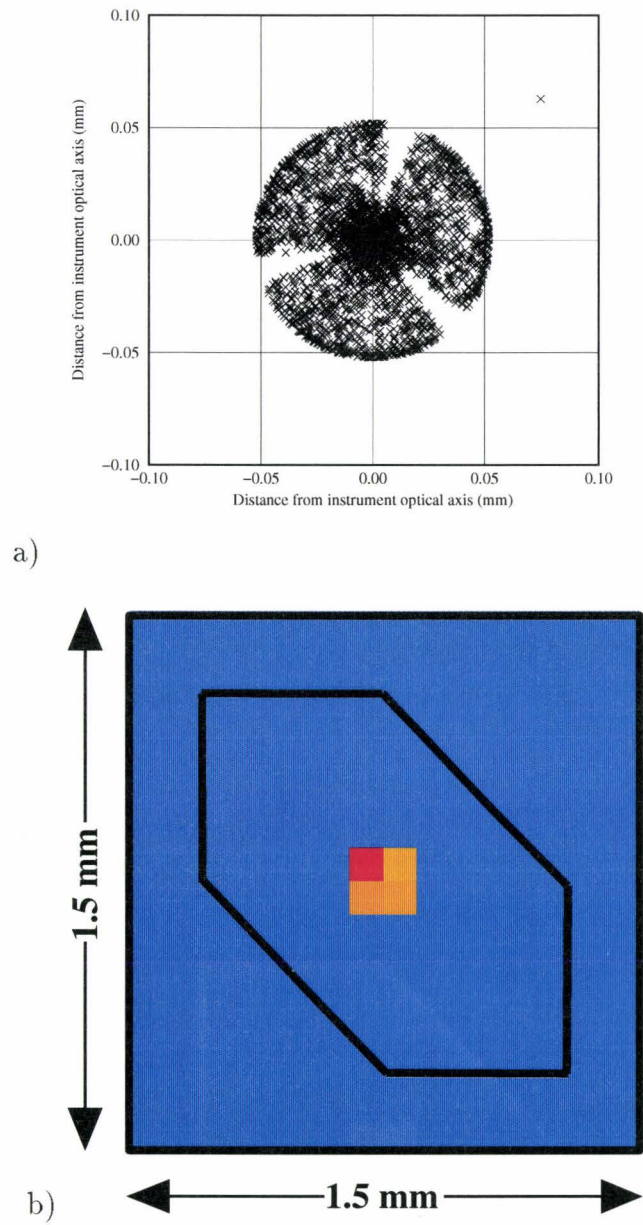


Fig. 5.3: Spatial distribution of energy absorbed in the plane of the detector for collimated radiation parallel to the optical axis of the telescope. (a) Energy bundle distribution (b) Distribution factors.

receive virtually no radiation.

For each angular bin, 256 distribution factors are computed and stored. As the scan and cross-scan angles are incremented the limit of the field of view is found when all the distribution factors values are zero. Note that the spatial discretization on the detector in 256 elements is only necessary when the optics module serves as an input to the detector electrothermal model. For strictly optical and radiative considerations, the absorbing surface of the active detector can be considered as one element. In this case, the distribution factor representing the fraction of energy incident on the instrument aperture within a given angular bin which reaches the active detector can be computed as

$$D^{bin} = \sum_{elt=1}^{256} D_{elt}^{bin} . \quad (5.5)$$

In Equation 5.5  $D_{elt}^{bin}$  is the distribution factor for each of the 256 elements of the detector. The sum is therefore carried out on the 256 elements.

### 5.1.3 Point Spread Function of the Optics

The distribution factors derived for collimated radiation define the spatial distribution of a distant object in the plane containing the detector. In other words, given a collimated flux, originating from a distant point source, the collimated distribution factors define the spatial distribution of the image. This is the definition of a Point Spread Function (PSF). The PSF can also be used in combination with the image flux to retrieve the distribution of the object flux. More details can be found in [17].

The collimated distribution factors of Equation 5.5 for all considered angular bins define the PSF of the instrument optics because it shows the relative contribution of a uniform array of point sources to the total radiation incident upon the plane of the detector. Figure 5.4 shows the PSF of the instrument optics. The PSF has been normalized by dividing each contribution by the maximum value of the distribution. Figure 5.4(a) gives a one-dimensional view of the PSF in the scan direction where

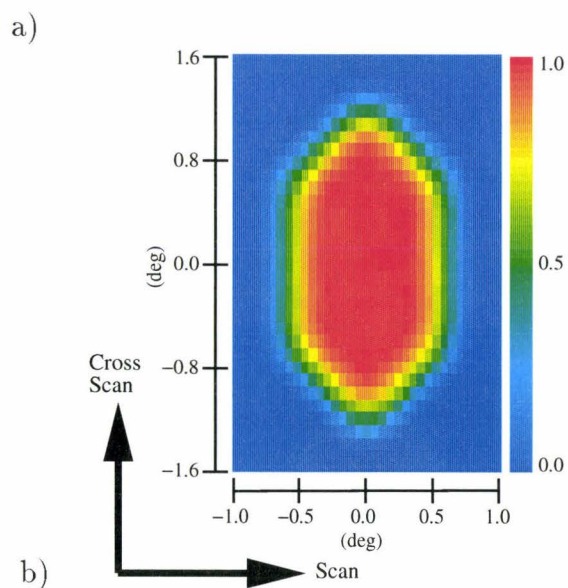
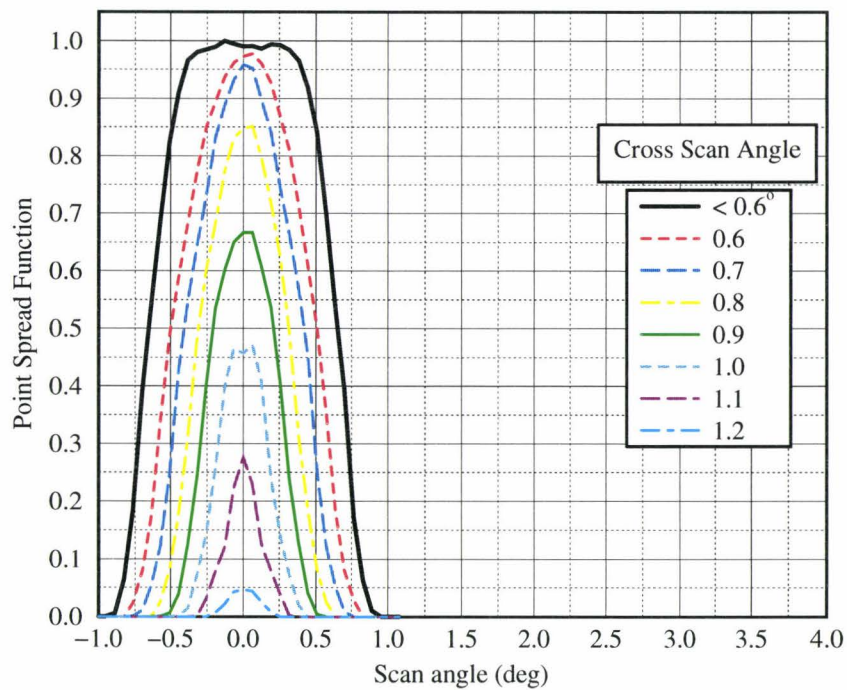


Fig. 5.4: Optical point spread function at the detector : (a) One-dimensional and (b) two-dimensional representations

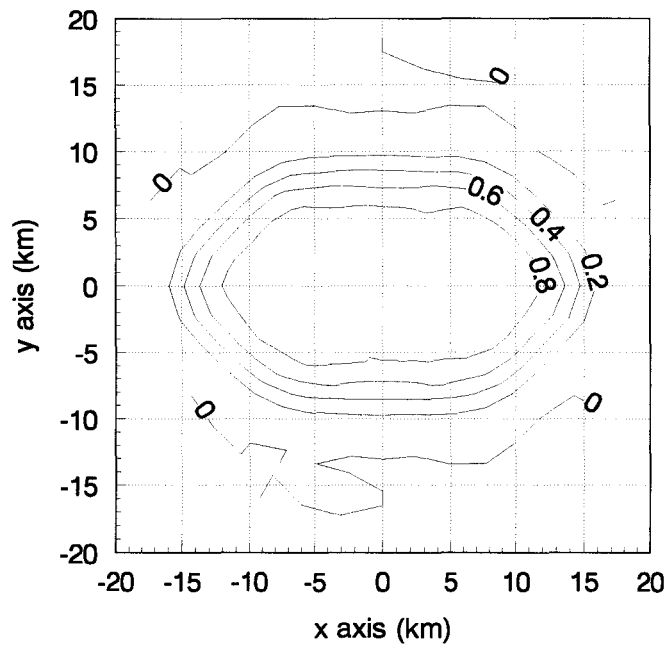


each curve is associated with a specific cross-scan angle. Figure 5.4(b) represents a two-dimensional distribution with the relative contribution of each point source being defined by an angular bin. This figure shows also that the field of view of the instrument is very sharply defined. Again note that the field of view is shaped by the field stop rather than by the geometry of the telescope, in contrast to the ERBE scanning instrument.

Bongioli [19] computed the optical point spread function using a slightly different approach. Energy bundles were diffusely emitted from the. For those which reached the instrument aperture, their path was extrapolated to the surface of the Earth, given the satellite altitude and assuming a nadir view. Figure 5.5, from [19], shows the optical point spread functions for CERES scanning radiometric channels. The contours represent the fraction of energy in the instrument footprint lying outside a given contour. The reader used to seeing contours whose labels represent the energy lying inside a given contour can subtract the values in Figure 5.5 from unity. The irregularity and discontinuity of the “0” contour is an artifact of the plotting software provoked by the “noisiness” inherent in small computed numbers. These optical point spread functions include radiation from the Earth scene which arrives at the detector along nonoptical paths (i.e. “stray” reflections of Earth-scene radiation from the radiometer structure). It is clear from Figure 5.4 and 5.5 that the instrument provides a sharply defined, steep-walled footprint on the Earth’s surface.

#### 5.1.4 Distribution of Energy on the Detector

In order to couple the optical module to the electrothermal module, the distribution of radiation arriving from the field on the active detector must be computed. The spatial distribution is arbitrarily discretized through a 16 by 16 grid. This provides sufficient spatial resolution without requiring excessive computational resources. For each of the 256 elements, the radiative power absorbed in the absorber layer,  $P_{elt}^{bin}$ , is computed as the product of the radiative energy incident upon the



From [19]

Fig. 5.5: Optical point spread function of the CERES scanning radiometric channel predicted using the optical/thermal-radiative module

instrument aperture and the corresponding distribution factor

$$P_{elt}^{bin} = S^{bin} D_{elt}^{bin} , \quad (5.6)$$

where the subscript  $_{elt}$  refers to the elements of the detector grid, the superscript  $^{bin}$  refers to the angular bin defined by the cross-scan and scan angles,  $S^{bin}$  is the power at the aperture associated with the point source for a given angular bin, and  $D_{elt}^{bin}$  is the distribution factor defined in Equation 5.4. It is important to note that  $P_{elt}^{bin}$  is indeed the power absorbed by the detector element, as opposed to the incident power, because the absorption coefficient of the detector is a surface property which is taken into account in the ray-trace analysis of the optics module which defines  $D_{elt}^{bin}$ . The total power absorbed by the detector is

$$P^{bin} = \sum_{elts} P_{elt}^{bin} . \quad (5.7)$$

Because the radiation incident upon the instrument within its field of view is defined as a radiance ( $\text{W}/\text{m}^2\text{-sr}$ ), it is convenient to compute an equivalent radiance corresponding to the total power absorbed by the detector. In order to do that we first compute a radiance equivalent to the power incident on the aperture for each angular bin,

$$L^{bin} = \frac{S^{bin}}{\Delta\Omega^{bin} A_{ap}} . \quad (5.8)$$

where  $\Delta\Omega^{bin}$  is the solid angle defined in Equation 5.3 and  $A_{ap}$  is the surface area of the instrument aperture. The total equivalent radiance at the aperture is computed as a weighted average of the radiances in each angular bin, where the weighting factor is the the distribution factor from the aperture to the detector in the given angular bin

$$L_{eq} = \frac{\sum_{bin} L^{bin} D^{bin}}{\sum_{bin} D^{bin}} . \quad (5.9)$$

In Equation 5.9  $D^{bin}$  is the total distribution factor from the aperture to the detector in a given angular bin as defined in Equation 5.5. Note that if the power incident

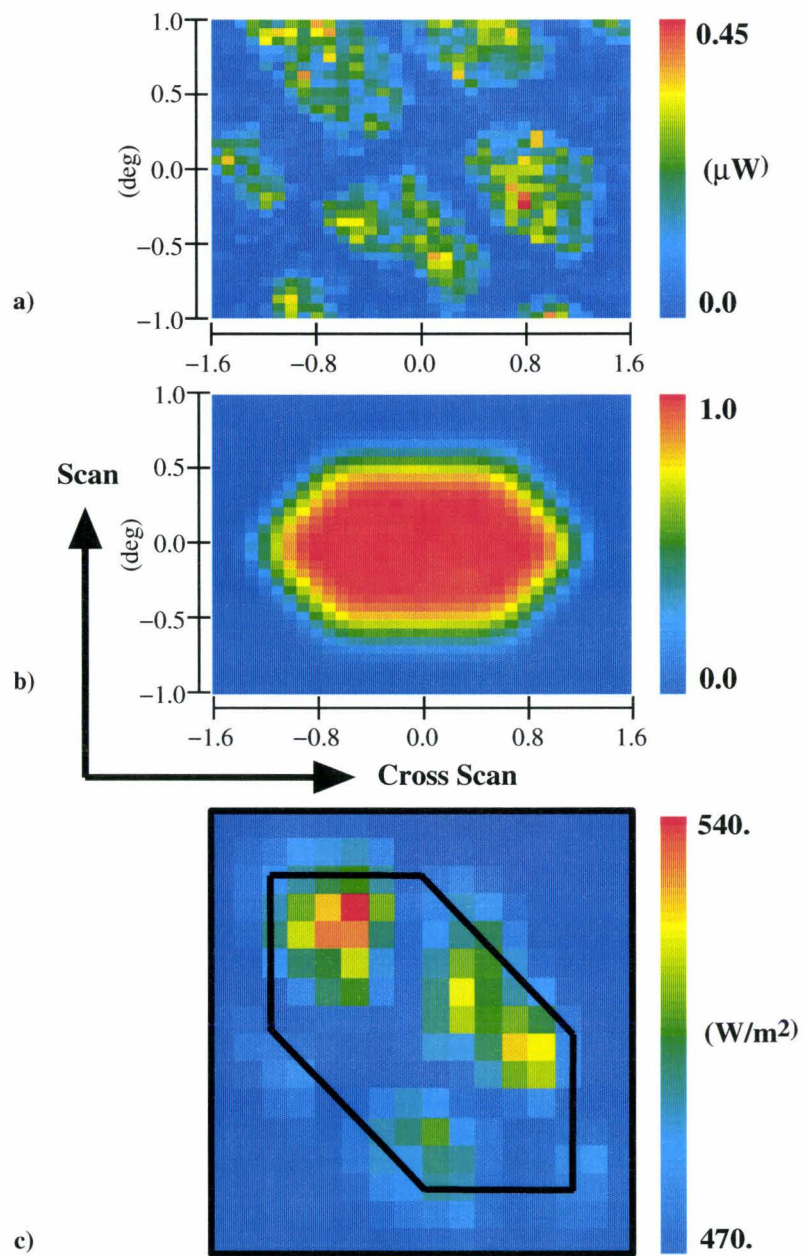


Fig. 5.6: Three stages in Earth scene image processing using the optics module : (a) Angular distribution of power at the aperture of the radiometer, (b) Point spread function of the instrument optics, (c) Spatial distribution of radiant flux on the detector

upon the instrument aperture is uniform, the equivalent radiance in Equation 5.9 will be equal to any of the bin radiances defined in Equation 5.8.

Figure 5.6 shows three stages in Earth scene image processing using the optics module. Figure 5.6(a) shows the angular distribution of power at the aperture of the radiometer produced from an Earth scene representing solar radiation reflected from an ocean surface under 30 percent cloud cover. The cloud cover consists of large, low-altitude clouds, comparable to stratocumulus clouds. The data are obtained from a ray-trace model developed by Villeneuve [56], discussed further in Section 5.4.1. Each pixel in Figure 5.6(a) corresponds to an angular bin. The value associated with each pixel is a power rather than a radiance because power is a quantity required by the electrothermal module. However because of the direct correspondance between power and radiance defined in Equation 5.8, this figure can be thought of as an image of the cloud scene. The equivalent radiance associated with this scene is about 125 W/m<sup>2</sup>-sr. Figure 5.6(b) represents the point spread function of the instrument optics, which has already been depicted in Figure 5.4. The combination of the data of Figures 5.6(a) and (b) produces the spatial distribution of radiant flux on the detector shown in Figure 5.6(c). Note that the distribution of energy in the plane of the detector is an inverted image of the cloud scene because the detector is located behind the focal point of the instrument. Note as well that a very heterogeneous scene produces a very heterogeneous image on the detector.

## 5.2 Predicted Dynamic Electrothermal Performance

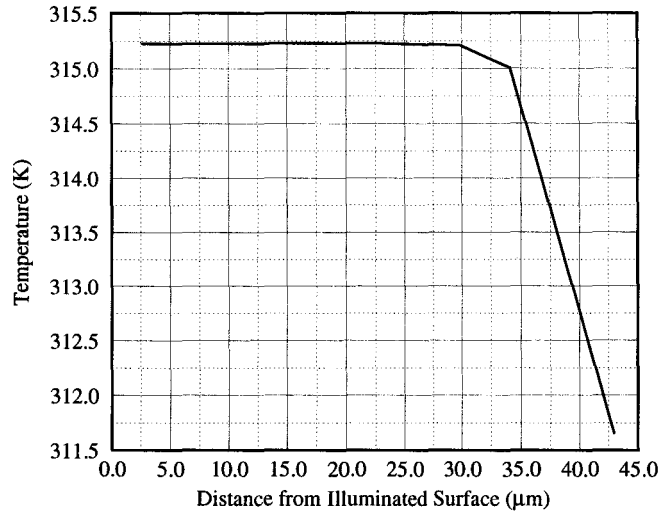
The dimensions of the various layers of the active and compensating detectors and their thermophysical properties are given in reference [22], as are the values of the electrical components in Figure 3.3. Nominal values for the CERES detector have been used to obtain the results reported here.

### 5.2.1 Temperature Distribution through the Detector

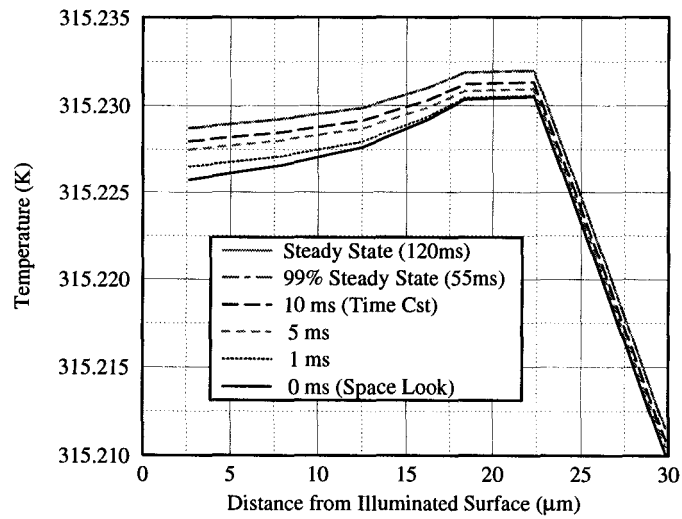
The electrothermal module predicts the transient distribution of temperature throughout the entire detector unit, including both thermistor layers and their substrates. At each time step, a vertical temperature profile through the center of the detector unit may be extracted from the complete temperature distribution. Figure 5.7(a) shows a temperature profile through the center of the active detector which corresponds to the detector at equilibrium while viewing cold space. This temperature distribution is used as initial condition for most simulations. Figure 5.7(b) shows the evolution with time of the vertical temperature profile through the center of the active detector. Note that only the part of the detector above the thermal impedance, i.e. the flat part of Figure 5.7(a), is depicted in Figure 5.7(b) in order to show temperature changes in the thermistor. Hence, the bottom curve of Figure 5.7(b) is a detail of Figure 5.7(a).

Up to a time of  $t=0$  the detector is at equilibrium while viewing cold space. During this period a portion of the Joulean heating due to bias current flowing through the thermistor is conducted to the left through a bonding layer and the absorber layer and subsequently radiated into space, while the remainder of this self-heating is conducted to the right through another bonding layer and the thermal impedance layer and into the aluminum substrate. These two components of heat flux are manifested in the figure by downward-sloping line segments sloping away from a relatively flat plateau near the center of the graph. The plateau represents the essentially isothermal thermistor layer. A constant irradiance—corresponding to a  $300\text{-W/m}^2\text{-sr}$  radiance at the instrument aperture—is then applied to the detector at  $t = 0$ , and the thermistor temperature (the flat plateau) begins to rise as less net heat is conducted to the left and radiated from the absorber. Note that the temperature axis covers a range of only a few hundredths of a degree, and that the thermistor temperature changes only about 3 mK.

Figure 5.8 shows the evolution with time of the spatially averaged thermistor temperatures in both the active and compensator detectors corresponding to the



a)



b)

Fig. 5.7: Vertical temperature profile through the center of the detector unit : (a) Flake at equilibrium while viewing cold space, and (b) Evolution with time after a  $300 \text{ W/m}^2\text{-sr}$  step input.

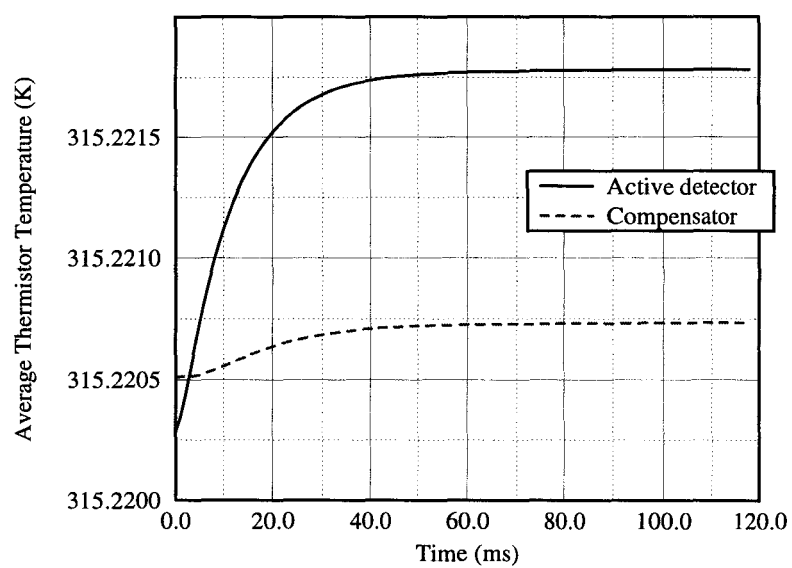


Fig. 5.8: Evolution with time of the spatially averaged thermistor temperatures in both the active and compensator detector flakes after a  $300 \text{ W/m}^2\text{-sr}$  step input



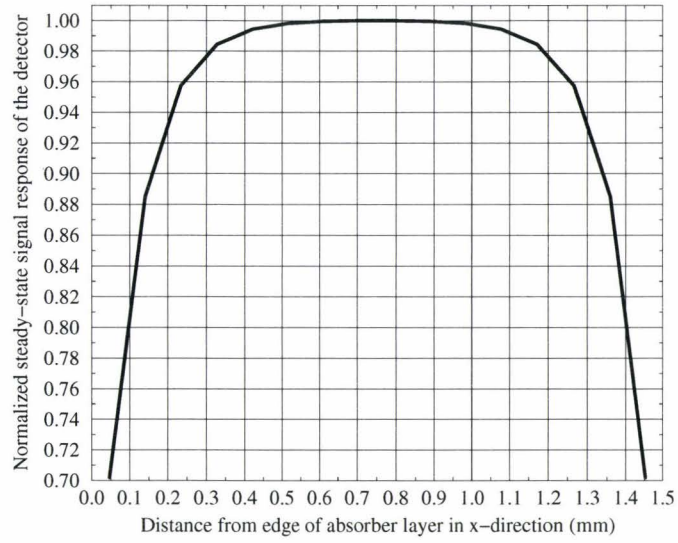
conditions of Figure 5.7. The time constant of the curves is 8.5 ms, which is the same as the experimentally determined instrument time constant of the CERES engineering prototype. This is very gratifying in view of the fact that nominal dimensions and properties and component values furnished by the manufacturer were used in the model, but otherwise the model result is completely independent of the experimental result. Note that the temperature of the compensator detector also changes under the influence of the changing electrical conditions in the external circuit (self-heating).

## 5.2.2 Study of Equivalence

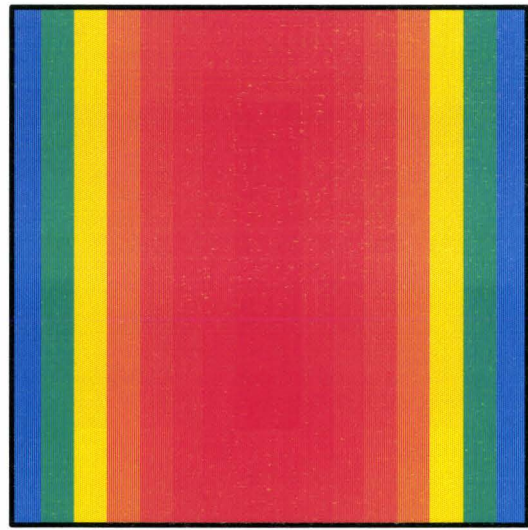
The concept of equivalence, or nonequivalence, refers to the effect that spatial distribution of a given radiative power input to the instrument might have on the instrument signal response. The equivalence of a scanning radiometer is an important concept since Earth scenes and calibration scenes of equivalent power are likely to produce images in the detector plane with different spatial distributions. In a previous study [22], the author showed that the hypothesis of equivalence for the ERBE scanning radiometer was a good assumption and that the instrument probably is not sensitive to the type of differences in Earth radiative fields that would typically be encountered in practice. However the study did not include the optics module, and the equivalence tests were based on absorbed radiative power on the detector rather than equivalent radiance at the instrument aperture.

### 5.2.2.1 Response of Detector to Spot Illuminations

A numerical experiment has been performed to simulate a laser point heating experiment performed by the constructor. A  $10\text{-}\mu\text{W}$  spot heating is applied sequentially to each of the 256 surface elements into which the absorber layer has been divided. The spot size is approximately 0.1 mm by 0.1 mm. For each illumination the detector is allowed to evolve from initial conditions, corresponding to a space look, to steady-state conditions.



a)



b)

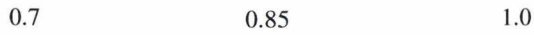


Fig. 5.9: (a) One-dimensional and (b) two-dimensional representations of the distribution of the normalized steady-state signal response to  $10\text{-}\mu\text{W}$  spot illuminations

Figure 5.9 shows the normalized steady-state instrument response corresponding to the laserpoint heating numerical experiment. Figure 5.9(a) depicts a one-dimensional representation of the distribution while Figure 5.9(b) is a two-dimensional representation. Note that the instrument sensitivity to spot illumination is quite uniform over a large region in the center of the detector. The response to spot heating falls off only near the edges to about 70 percent of the center value. The average normalized response is about 0.94.

### 5.2.2.2 Response of Detector to Diffuse and Collimated Radiation

The instrument is subject to inputs from different types of radiative sources. The radiative field of the Earth has been modelled as a set of point sources whereas a blackbody used for internal calibration can be considered to be a diffuse source. A source of radiation located much further than the Earth could be considered as a single point source. Hence three types of radiative input must be compared in order to assess their radiometric equivalence : Earth-field radiation, diffuse calibration source and collimated on-axis radiation, .

The Earth field is modeled by using the set of collimated distribution factors combined with a uniform radiative field whose equivalent radiance is taken to be  $300 \text{ W/m}^2\text{-sr}$ . The resulting distribution of absorbed power, shown in Figure 5.10(a), is used as input to the electrothermal model and the steady-state response of the instrument is computed. The “pixels” in Figure 5.10 correspond to the discretization of the detector in 256 elements. The radiative field of the calibration source is modeled by the diffuse distribution factors. The temperature of the black body source is chosen to produce an equivalent radiance of  $300 \text{ W/m}^2\text{-sr}$ . The resulting spatial distribution of absorbed energy on the detector is shown in Figure 5.10(b). It is very similar to that derived for an Earth scene. The radiative input from a point source is modeled by the collimated distribution factors for on-axis radiation. The radiance associated with the on-axis beam is also  $300 \text{ W/m}^2\text{-sr}$ . For a point source, the illuminated area of the detector is very small, as shown in Figure 5.10(c).

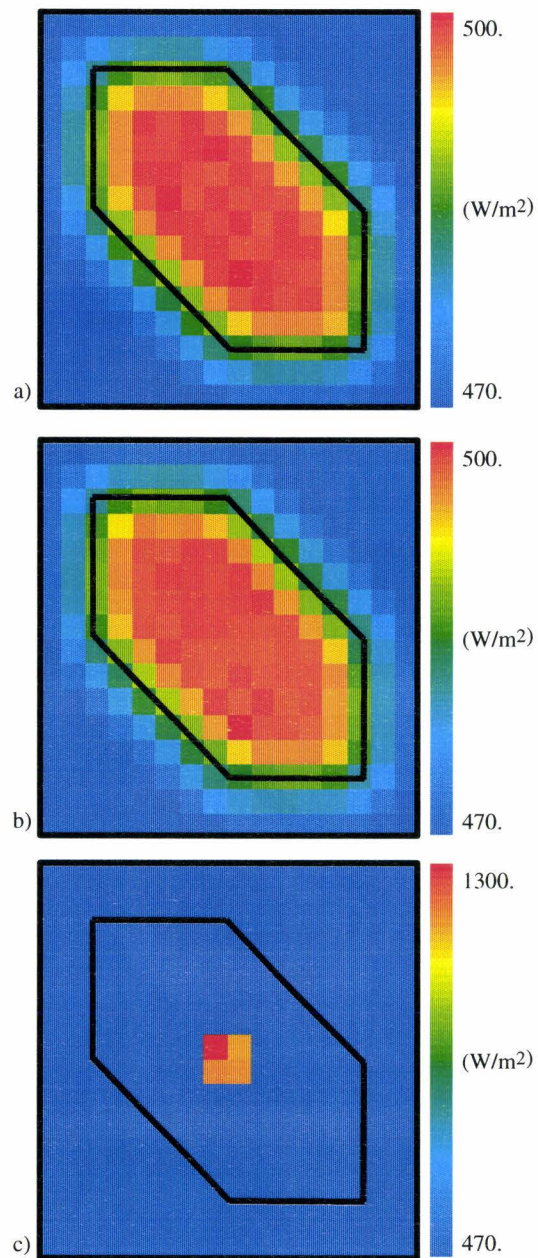


Fig. 5.10: Distribution of absorbed power on the detector under three different illumination conditions : (a) Collimated uniform radiative field, (b) Diffuse radiative field of a black body, (c) Distant point source.

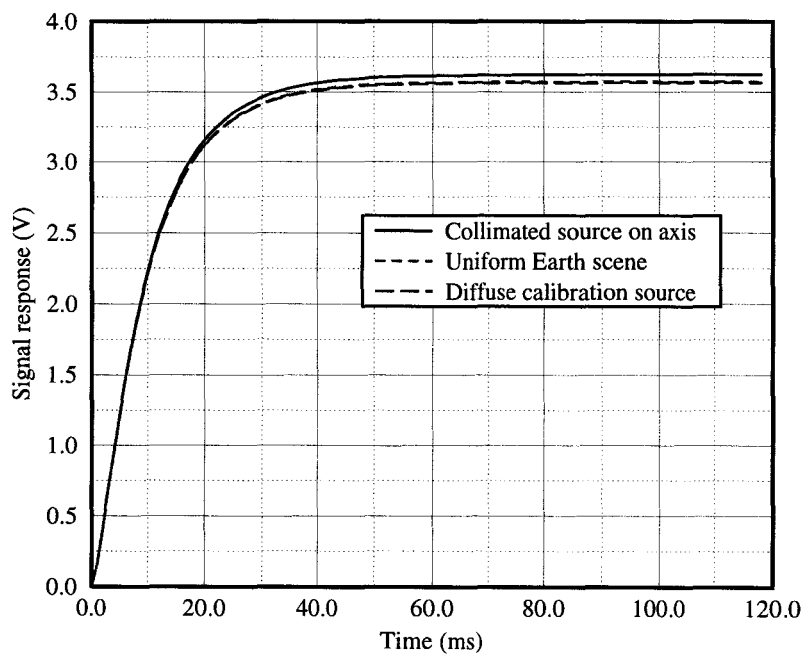


Fig. 5.11: Transient response of the instrument to three equivalent sources

The transient response of the instrument to the three equivalent sources is shown in Figure 5.11. From this figure, it is evident that the CERES scanning radiometer enjoys a very high level of equivalence. The difference between the steady-state outputs of the Earth scene and calibration source is on the order of 0.1 percent. The difference with on-axis radiation is on the order of one percent. These differences are on the order of the error associated with the Monte-carlo ray-trace method used to derive the distribution factors, i.e. one-half percent.

### 5.2.2.3 Response of Detector to Nonuniform Earth Scenes

The electrothermal module is used to compute the steady-state signal response of the instrument to the nonuniform Earth scene shown in Figure 5.6(a). This scene represents large decks of low stratiform clouds over an ocean surface. The input equivalent radiance of this nonuniform scene is  $126.68 \text{ W/m}^2\text{-sr}$ . The electrothermal module computes a steady-state output of 1.505 V. Using the calibration correlation of Section 5.2.4, the output signal can be converted into an output equivalent radiance. This value is  $126.29 \text{ W/m}^2\text{-sr}$  which represents an 0.3 percent difference with the input radiance. This difference can be interpreted in terms of equivalence between a uniform calibration scene and a typical nonuniform Earth scene. Again, the instrument reveals a high level of equivalence.

### 5.2.3 Instrument Point Spread Function

An important part of the radiometric data analysis is to take into account and compensate for the time response of the detector and electronic circuit. Compensation involves shifting the pixel location by a given amount with respect to the location of the optical axis. The shift of the pixel can be computed as the product of the scan rate, the detector time response and the optical transfer function of the instrument [57, 58]. In the study by Manolo et al. [57], the optical transfer function was taken to be governed by the field stop and the detector response to be first order.

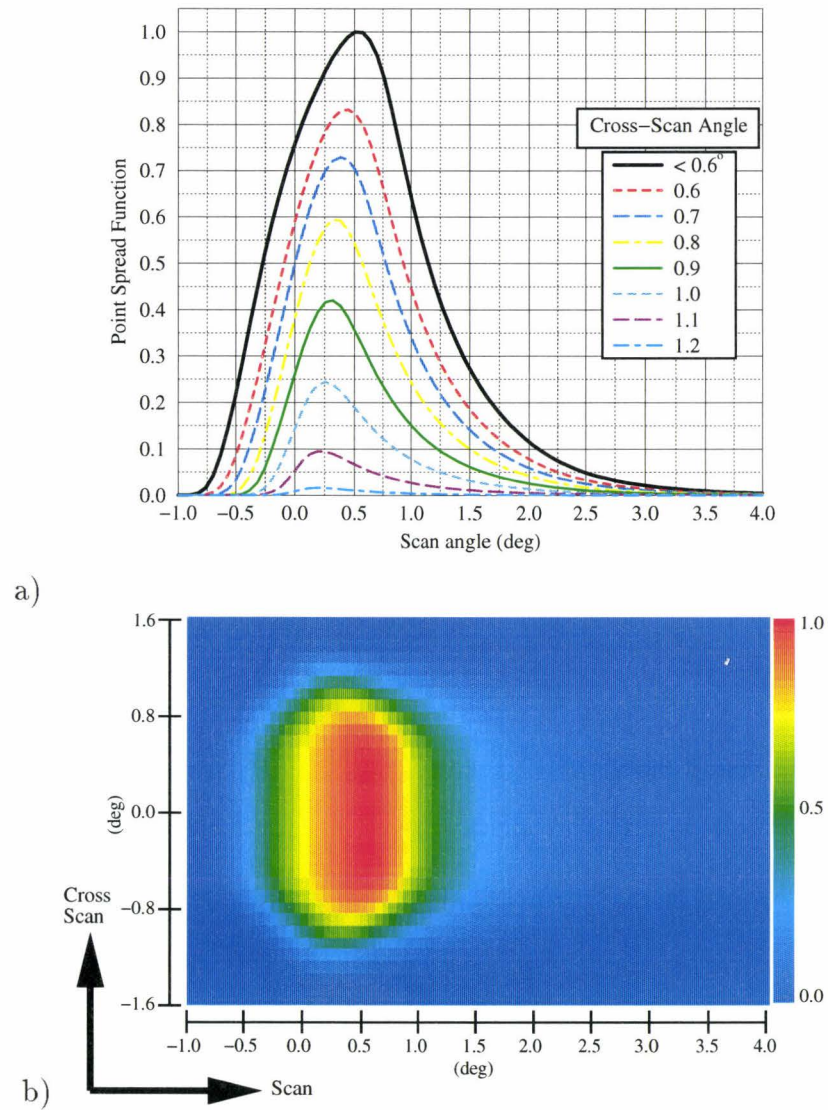


Fig. 5.12: Instrument point spread function of the detector : (a) One-dimensional and (b) two-dimensional representations

Using the CERES end-to-end model, we can compute the instrument point spread function by scanning across a uniform line source of radiation, which is a linear distribution of point sources along a line normal to the scan direction, and recording the transient response of the instrument. In the numerical experiment each point source produces an output signal which is independent of that of the other point sources. Figure 5.12 shows the instrument PSF as a function of the position in the scan and cross-scan direction. Figure 5.12(a) shows detailed distributions with scan angles for several values of the cross-scan angle. Figure 5.12(b) shows a two-dimensional distribution in which the shift with respect to the optical axis —0.0 deg in both scan and cross-scan angles— appears clearly. Because of the thermal and electrical inertia of the sensing element and signal-conditioning circuit, the tail of the distribution goes out to about 4.0 deg beyond the optical axis of the instrument, which corresponds to about 63 ms since the scan rate is 63.5 deg/s.

In processing the radiometric data, the shift of the pixel is taken to be the centroid of the point spread function with respect to the origin[57]. The centroid in the scan direction,  $\zeta_{cen}$  is defined as the weighted average of the scan angles in Figure 5.12(b), where the weighting function is the point spread function, i.e.

$$\zeta_{cen} = \frac{\sum_i \zeta(i) \sum_j PSF(i, j)}{\sum_i \sum_j PSF(i, j)} . \quad (5.10)$$

In Equations 5.10  $i$  and  $j$  are the indices in the scan and cross-scan directions respectively,  $\zeta(i)$  is the angular position in the scan direction, and  $PSF(i, j)$  is the  $i, j$ -value of the point spread function.

In the current configuration of the optics and electrothermal models, the centroid is found to be about 0.63 deg, or 10 ms, behind the origin. This is an important result which is used for the data processing associated with simulation of Earth scans. Note that a centroid has only been computed in the scan direction. This is because the scan rate produces a scan velocity which is much greater than the velocity of the satellite. The linear velocity of the satellite is about 7 km/s or 7 m/ms, which is equivalent to angular rate of  $5 \times 10^{-4}$  deg/ms in the cross-scan direction. Over the



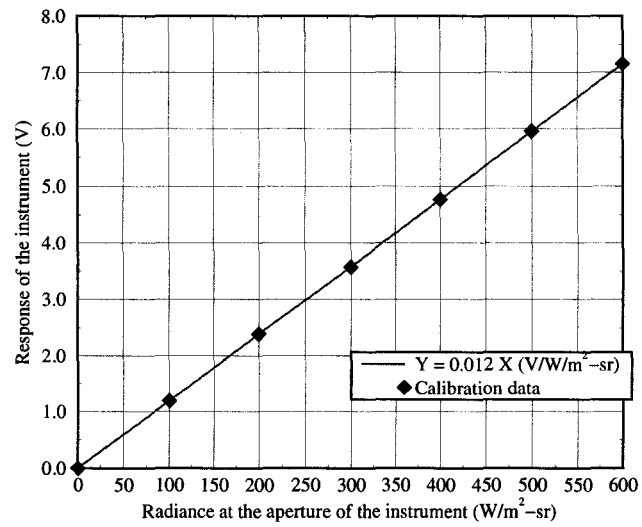
time it takes to integrate the signal of the field of view, say 100 ms, the cross-scan angle will have moved 0.05 deg which is twice the resolution of a cross-scan angular bin. Therefore, there is no need to take this motion into account in the process of converting the instrument output signal into radiance at the aperture.

### 5.2.4 Calibration

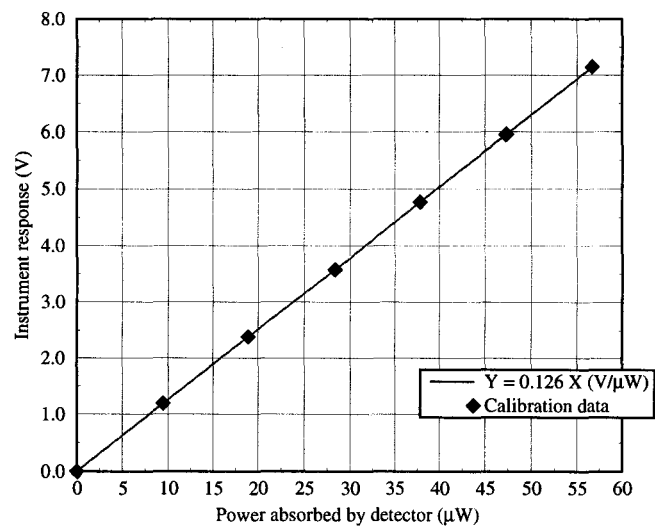
Calibration of the instrument using the numerical models is a lot easier to accomplish than experimental calibration. The electrothermal model is simply used to compute the steady-state instrument response to given radiative inputs. The instrument is calibrated in terms of radiance. Hence for a given radiance, assuming that the radiative field is uniform, the power at the aperture is computed using Equation 5.8. This uniform radiative power at the aperture is used in combination with the optical point spread function to determine the radiative power absorbed by the detector. The steady-state response of the sensor is then computed by the electrothermal model.

Two numerical calibrations are performed, the first using diffuse blackbody sources and the second using simulated uniform Earth scenes. For the former calibration, the spatial distribution of the energy absorbed by the detector is determined by using the diffuse distribution factors described in Section 5.1.2.2. For the latter calibration, the collimated distribution factors are used.

Figure 5.13 shows the calibration curves. Figure 5.13(a) shows the calibration curves in term of radiance at the aperture whereas Figure 5.13(b) shows the calibration curves in term of radiative power absorbed by the detector. The calibration curves corresponding to diffuse and collimated radiation are so close they cannot be distinguished in Figure 5.13. Both the calibration in radiance and power are very linear with a correlation coefficient of 1.0. The offsets are very close to zero — less than one millivolt— and the slopes are  $0.01192 \text{ V/W/m}^2\text{-sr}$  and  $0.1261 \text{ V}/\mu\text{W}$ , respectively, for the radiance and power calibrations. The difference between the radiance calibration slope obtained in the case of collimated radiation and that ob-



a)



b)

Fig. 5.13: Numerical calibration of the CERES-like thermistor bolometer radiometer : (a) Radiance calibration, (b) Power calibration.

tained with diffuse radiation is on the order of  $10 \mu\text{V}/\text{W}/\text{m}^2\text{-sr}$ . Therefore it may be concluded that diffuse sources are appropriate to calibrate an instrument which mainly monitors a radiative field in form of collimated radiation.

## 5.3 Predicted Thermal Conductive Performance

The thermal diffusion model of Savransky [53], although not integrated in the end-to-end model, has been used to determine the change in thermal contamination of the detector under typical operation of the scanning radiometer.

### 5.3.1 Temperature Distribution in the Instrument Structure

The primary goal of the structural thermal diffusion model was to compute a temperature distribution in the entire structure of the instrument. Given this temperature distribution, the distribution factors computed from the radiation analysis of the active detector described in Section 5.1.2.1 can be used to compute the energy absorbed by the detector which is emitted by each of the surface elements making up the structure of the telescope. The power absorbed by the detector is obtained by using Equation 4.6.

However, since the thermal conductive analysis was developed using commercial software, the finite element grid of the model is completely independent of the grid of the optics module. Therefore, several assumptions had to be made in order to use the data provided by the finite element model. First, the temperature of each of the major radiating surfaces of the radiative optics model is assumed to be uniform. Second, the thermal transients of the structure of the telescope are assumed to follow a first-order time response. Third, a lumped-capacitance approach is used to determine the transient temperature histories of surface nodes.

The finite element model contains several thousand nodes which are not ordered in a sequential way. Therefore, an automatic correspondence cannot easily be deve-

veloped between the surface elements and the optical module elements, and producing a correspondence by hand is not practical. The geometry of the telescope in the radiative model of the optics module is divided into so-called *large surfaces*, as described in Table 5.1. Because the instrument has been shown to be very isothermal, as shown in [53], it is assumed that a uniform temperature can be attributed to each of the large surfaces. Similarly thermal time constants are determined for surface nodes and considered to be uniform over the large surfaces. The temperature and time constants are determined for representative finite-element grid node for each surface.

Reference [53] is only used to obtain temperature and time constant data for the seven large surfaces of Table 5.1. The temperature are steady-state values computed for two radiative boundary conditions : (1) space-look simulation and (2) Earth-monitoring simulation. The steady-state values are computed by assuming the instrument is at an arbitrary initial temperature and performing a transient thermal conduction analysis until steady-state is reached. The time constant of each node is computed by fitting a first-order time response to the transient-analysis data obtained by the structural thermal conduction model. Figure 5.14 shows the evolution with time of the temperature of a node in the field stop of the instrument as the instrument looks at cold space. The initial temperature is set to 311.17 K. To find the time constant, a first-order time response of the temperature is assumed,

$$T(t) = T_i + (T_f - T_i) \left(1 - e^{-\frac{t}{\tau}}\right) , \quad (5.11)$$

where  $T_i$  and  $T_f$  are the initial and final temperatures, respectively, and  $\tau$  is the time constant. For  $t$  equals  $\tau$ , Equation 5.11 can be used to determine  $T(\tau)$  without knowing  $\tau$ . The time constant,  $\tau$ , can then be determined by linearly interpolating between the transient-analysis data shown in Figure 5.14 to find the time corresponding to the temperature  $T(\tau)$ . The first-order time response is also shown in Figure 5.14. It fits the transient-analysis data very well for the first seven time steps of the analysis and at steady state. The instrument structure is constantly subject to changing radiative boundary conditions as the instrument scans across the Earth

and looks at space. Hence, for our purpose the first order time response needs only fit the data in the first few seconds.

Table 5.2 shows the steady-state temperatures of the seven nodes for two different conditions, as well as the time constant of each of the seven elements. The first condition is that of an instrument looking at cold space, for which it is assumed that no radiative energy is incident upon the instrument aperture. The second condition corresponds to an instrument monitoring a typical Earth scene.

The data are also used to compute the transient temperature of the instrument structure as the radiometer scans from a space look to an Earth scene based on a first order time response with a step input using Equation 5.11. The initial condition is assumed to be the steady-state temperature distribution obtained during a space look and the final condition to be that of an Earth scene. The transient temperature is computed using a first order time response because the structural thermal conduction module does not provide temperature data corresponding to a transient analysis simulating a scan. Figure 5.15 shows the transient temperature changes in the field stop and detector housing as the radiometer scans from a space look to an Earth scene. Note that the temperature is represented in mK above the steady-state space-look value. The time constants used for the field stop and detector housing are 22.0 and 4.1 s respectively. The faster time constant of the housing can be explained by its location with respect to the driving boundary conditions of the instrument, which are imposed by the electrical heater as described in Section 4.1.3.

Table 5.2 also shows the steady-state temperatures of the active and compensating detector substrates for both space-look and Earth-scenes conditions. Note that the temperature difference is very small across the substrate, about 0.2 mK, and that this temperature gradient is not modified as the radiometer moves from a space-look to an Earth look. The structural thermal conductive analysis does not take into account the Joulean heating due to the electrical circuit. The result from the detector electrothermal model showed a 0.32 mK temperature gradient through the heat sink for space-look conditions and a 0.47 mK difference when the instru-

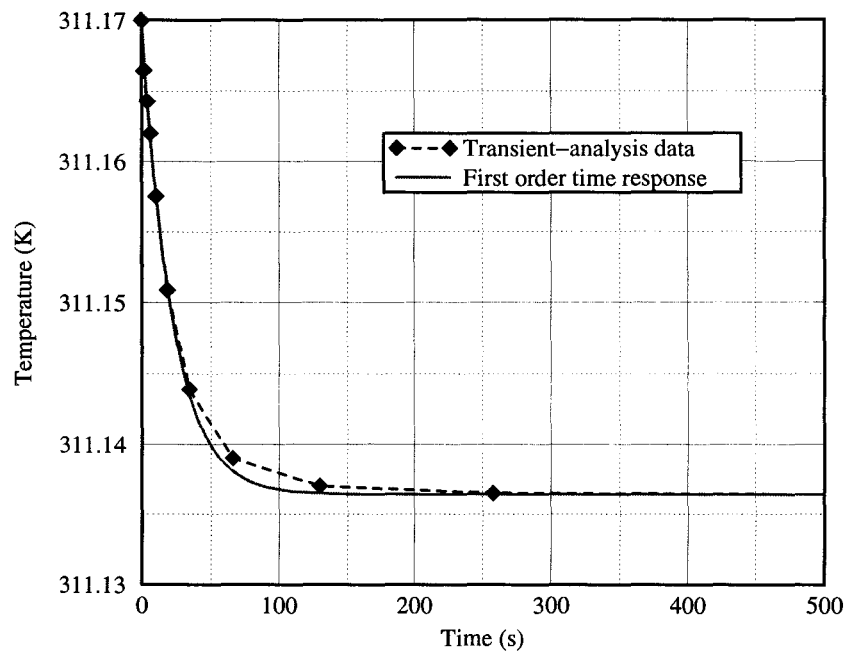


Fig. 5.14: Transient temperature change in a representative node of the field stop computed by the structural thermal conduction model and fitted by a first-order time response.

Tab. 5.2: Steady-state surface temperature of the various radiometer components for space-look and Earth-scene conditions and time constant used in the assumed first-order thermal response.

Instrument Component	Surface Temperature		Time Constant (s)
	Space Look (K)	Earth Scene* (mK)	
Field Stop	311.1364	0.9	22.0
Flake Cavity	311.1389	0.5	23.4
Active Flake	315.2257	30.0	0.010
Primary Insert	311.1363	0.9	21.9
Reflector Cap	311.0913	0.3	3.2
Secondary Mirror Mount	311.0331	5.3	6.8
Detector Housing	311.1308	0.3	4.1
Active Flake Substrate	311.1390	0.5	23.6
Compensator Substrate	311.1392	0.5	23.8

\* Temperature increment above the space-look level.

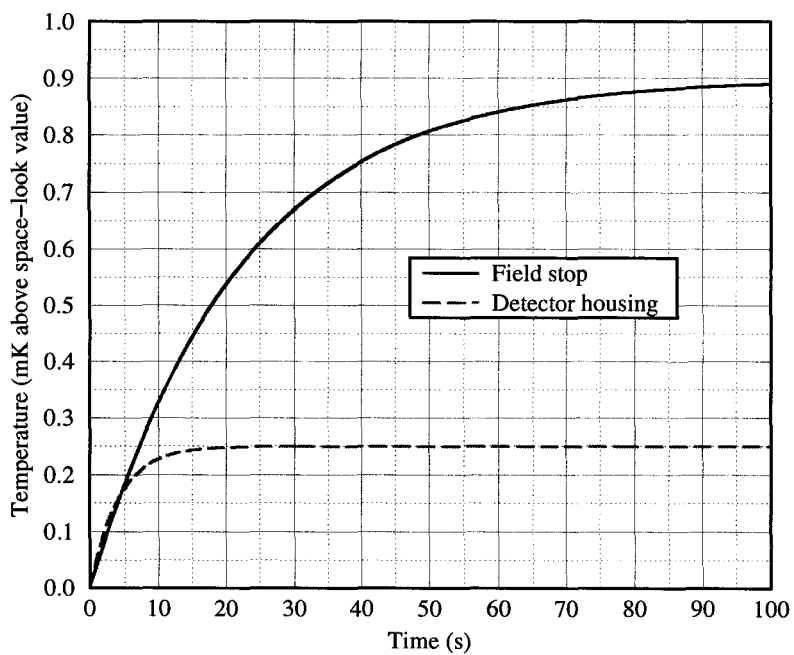


Fig. 5.15: Transient temperature changes in the field stop and detector housing as the radiometer scans from a space look to an Earth scene



ment observes a  $300\text{-W/m}^2\text{-sr}$  Earth scene. However, the change in the heat sink temperature gradient only affects the steady-state value of the instrument response by increasing its value by about one percent.

### 5.3.2 Thermal Noise

The temperature data are used to compute the steady-state thermal noise to the detector for the two conditions cited above. Table 5.3 shows the steady-state contribution of each element to the power absorbed by the detector in the case of a space look as well as the change in power which occurs when the instrument monitors a typical Earth scene. Note that these values are very similar to the ones shown in Table 5.1.

The temperature changes in the elements are used to compute the transient change in thermal noise absorbed by the detector as the instrument scans from a space look to an Earth scene. Figure 5.16 shows the change in thermal noise level. The solid curve represents the total noise level whereas the dashed curve is the contribution of the field stop. Although a real Earth scan only lasts a few seconds, Figure 5.16 shows results for longer times to clearly illustrate the time constant. Note that the power is shown in nanowatts above the steady-state space-look level. The contribution of the detector housing, although not null, is too low to appear on this graph. The thermal time constant associated with the entire structure is evaluated to be 9.4 s. A great deal of the change happens within the first few milliseconds since the detector contributes significantly to its own thermal noise.

Finally the variation in thermal noise during a complete scan is simulated based on the scanning profile shown in Figure 5.17. Figure 5.18 shows the variation in thermal noise level during two consecutive scan cycles. The scan starts with a 0.6-s space look during which the noise level decreases. During the actual Earth scan, the noise level increases first very rapidly due to the change in temperature of the detector and then more gradually as the other components begin to contribute. The noise level is then modulated as the instrument successively looks at space, the

Tab. 5.3: Contribution of the various radiometer components to the total radiative power absorbed by the active detector flake for space-look and Earth-scene conditions

Instrument Component	$Q_{flake}$	
	Space Look (mW)	Earth Scene* (nW)
Field Stop	0.567	6.5
Flake Cavity	0.138	0.9
Active Flake	0.144	5.5
Primary Insert	0.101	1.1
Reflector Cap	0.058	0.2
Secondary Mirror Mount	0.040	2.7
Detector Housing	0.014	0.1
TOTAL	1.063	17.0

\*Power increment above the space-look level.

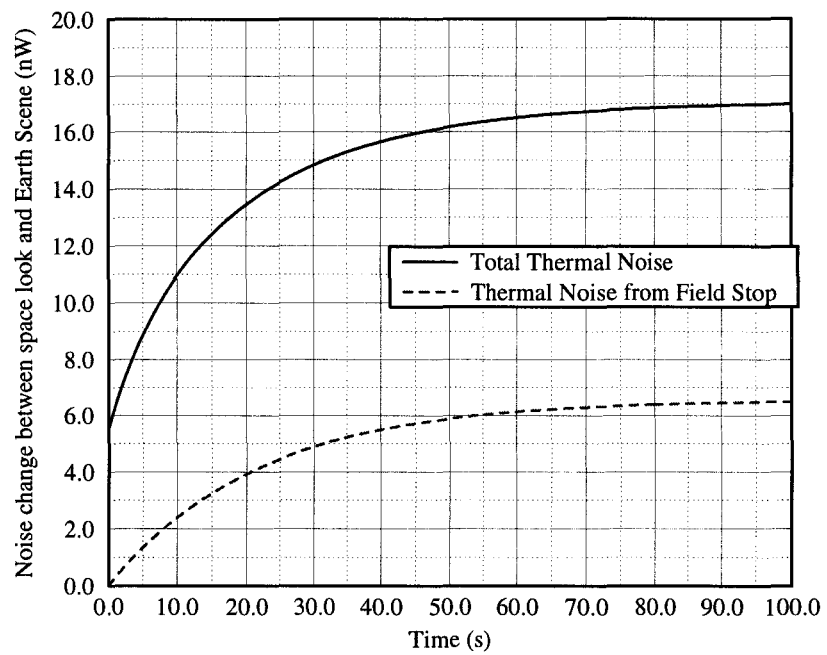


Fig. 5.16: Change in thermal noise level as the radiometer scans from a space look to an Earth scene.

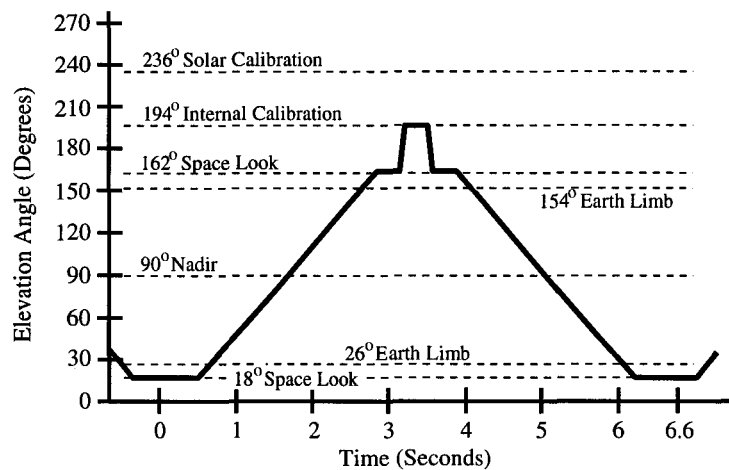


Fig. 5.17: The CERES scan profile

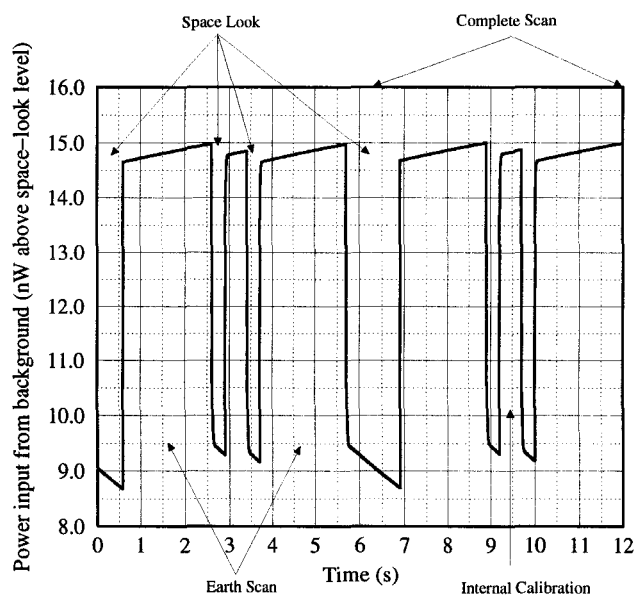


Fig. 5.18: Variation in thermal noise level during two consecutive scan cycles

internal calibration source and space again for time intervals shorter than one-half a second. The instrument then proceeds through the return scan to its initial position.

This simulation shows that although the thermal noise does change during a scan, the operational range is on the order of 5 nW which is not a significant contribution to the power input on the detector —about 0.1 percent—, given that, on average, the power input from a typical Earth scene is on the order of 5  $\mu$ W.

## 5.4 Simulation of an Earth scan using the End-to-End Model

This section describes the achievement of many years of hard work developing numerical radiative transfer models of both the atmosphere and the instrumentation used to monitor it. In this section we show how combining the two models can help understand not only the complicated phenomenon involved in atmospheric radiative transfer but also how these phenomena are interpreted by an instrument orbiting above the Earth.

### 5.4.1 Atmospheric Radiative Transfer Module

A Monte-Carlo based ray-trace model of the shortwave radiative transfer in the atmosphere was developed by Villeneuve [56]. The primary goal of Villeneuve's work was to demonstrate the sensitivity of the anisotropy of the Earth's shortwave radiative field to variations in cloud parameters. Villeneuve computed reflected shortwave radiative fields at the top of the atmosphere for several typical Earth scenes. The Earth scenes and particularly the cloud patterns were made very realistic by using processed LandSat images to define both cloud morphology and cloud properties.

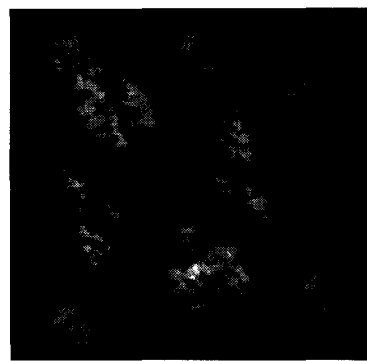
This work is very valuable for producing realistic inputs for the end-to-end dynamic electrothermal model. A procedure was developed to scan across a series of

Villeneuve's individual Earth scenes in order to produce a input time series to the end-to-end model.

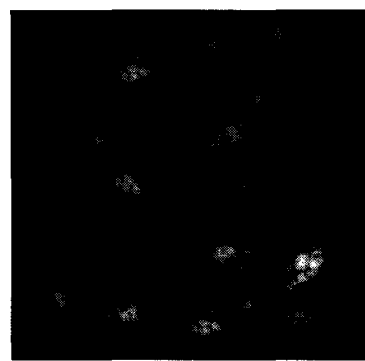
### 5.4.2 Scanning Procedure and Coupling of the Models

The Atmospheric Radiative Transfer (ART) model produces angular distributions of radiances at the top of the atmosphere. A scanning program was developed by Villeneuve [56] to simulate the scan of a scanning radiometer. This program takes the individual 50-by-50 km scenes shown in Figure 5.19 and constructs a strip of atmosphere by assembling any number of these scenes in a given order. An example of 500 km of atmosphere made up of ten scenes is shown in Figure 5.20. In the scanning program the simulated location of the satellite is defined by its altitude above the TOA and normalized x-y coordinates. Both x and y vary between zero and unity; however, in the case of Figure 5.20, unity represents 50 km in the x direction on the TOA and 500 km in the y direction. Once the satellite is positioned, the scan path can be determined by giving the coordinates of the starting and ending points of the scan. Figure 5.21 shows three possible satellite positions and their corresponding scans. Satellite number 3 would start its scan by a nadir view and end with a limb observation, whereas satellite number 1 would start with a limb view and end at nadir. Another input to the scanning program is the scan step size. The scan step size is set to match both the true scan rate of the radiometer and the time step increment of the electrothermal model.

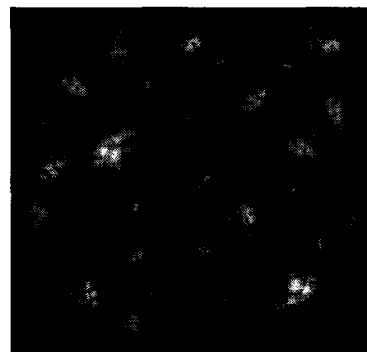
At each scan step the radiance arriving at the instrument aperture in each of the angular bins defined in Section 5.1.1 is computed. This radiance is determined by randomly tracing rays from the instrument aperture towards the TOA within each angular bin in order to establish a relation between the radiative field leaving the TOA and that arriving at the instrument. As described in Section 5.4.1, the TOA has been discretized into 1-km cells, and for each TOA cell, the angular distribution of solar radiation leaving the TOA is known. Hence, when the ray hits a TOA cell, its angle of incidence is determined and a connection is established between the



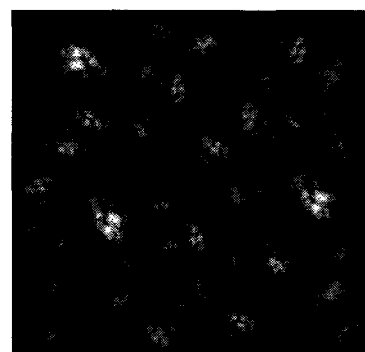
a) 30% Stratocumulus



b) 10% Cumulus



c) 20% Cumulus



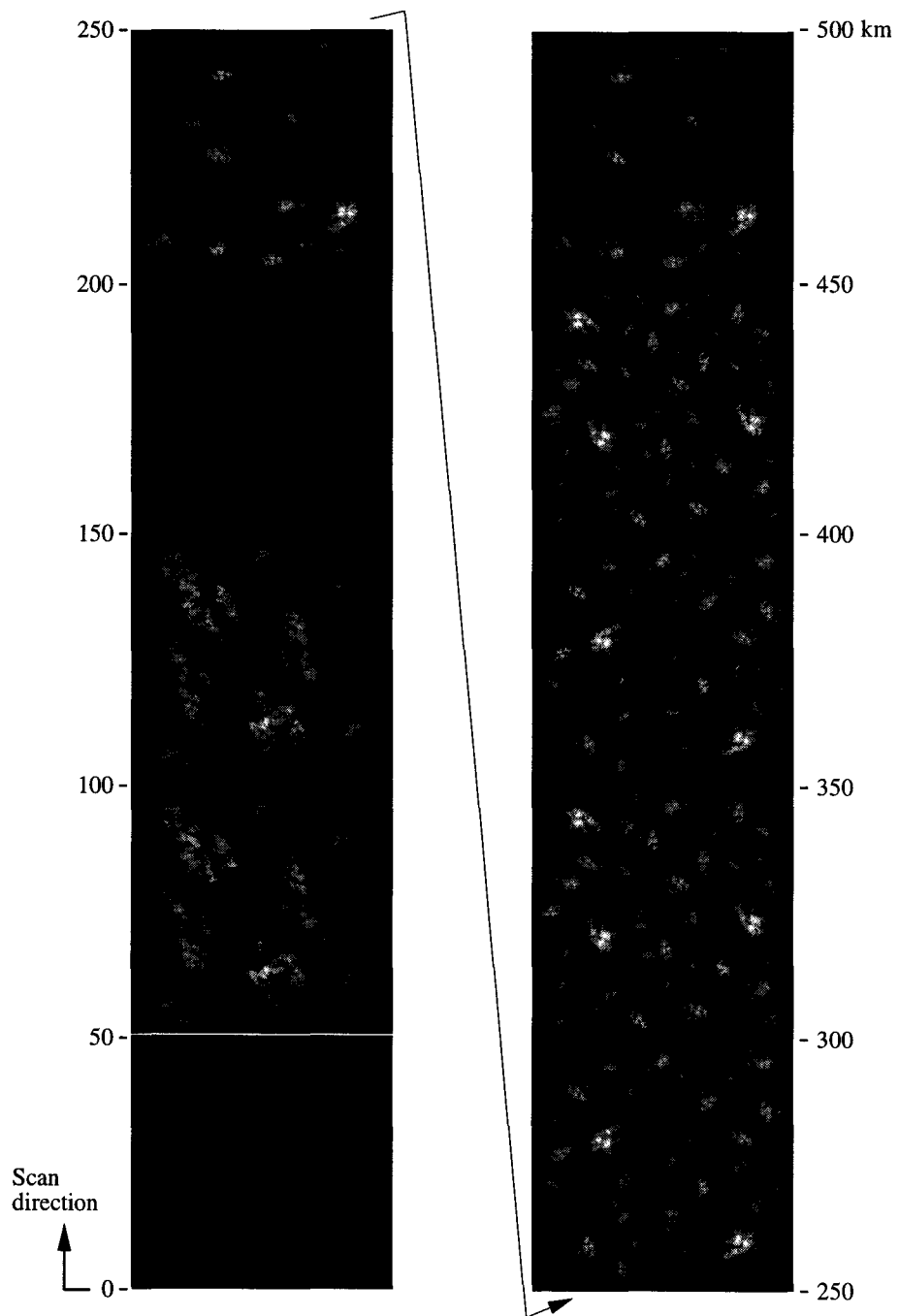
d) 30% Cumulus



e) Clear sky

From [56]

Fig. 5.19: An assortment of 50-by-50 km scenes



From [56]

Fig. 5.20: Mosaic scene constructed from a sequence of individual scenes



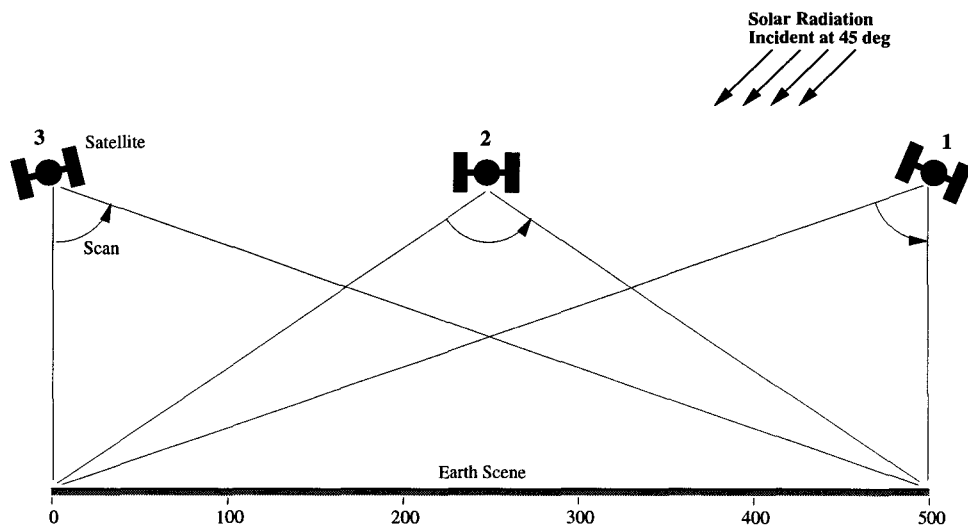


Fig. 5.21: Radiometers scanning a 500-km Earth scene from three different 800-km-altitude orbital positions.

radiance leaving the TOA cell in the direction of the incoming ray and the radiance incident upon the instrument aperture in the angular bin within which the ray was emitted. Once enough rays have been traced for one angular bin, the radiance arriving at the aperture associated with a given bin is simply the average of the radiances associated with each of the traced rays. The radiance at the aperture is then converted into power.

For each scan step, the scanning program provides an angular distribution of power at the aperture which serves as the radiative input to the instrument end-to-end model. The spatial distribution of absorbed energy on the detector is determined from the angular distribution of power at the aperture. The response of the sensor is then computed using the dynamic electrothermal end-to-end model. Since the scan step corresponds to the time step of the electrothermal model, the radiative input to the model can be updated at every time step. This process simulates very accurately a continuous scan across an Earth scene since the time step is 0.001 s.

Once the time series of output voltage has been obtained, some simple data processing must be applied in order to recover the radiometric product of interest. The calibration curve described in Section 5.2.4 and shown in Figure 5.13 page 81 is used to convert the voltage time series into a time series of radiance data. A time shift is then applied to the time series to compensate for the detector thermal and electronic time lag. The shift is taken to be the location of the centroid of the instrument PSF with respect to the optical axis, as described in Section 5.2.3. Finally the time series of output equivalent radiance can be compared to that of the known input equivalent radiance.

### **5.4.3 Capabilities of the Model**

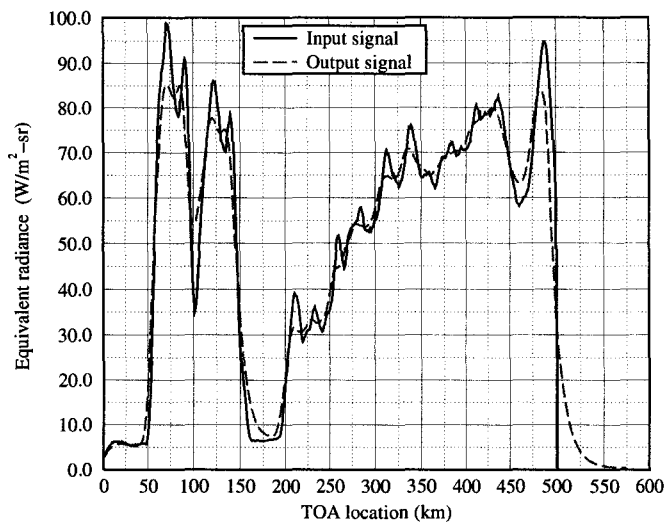
#### **5.4.3.1 Understanding ERB Remote-Sensing Data**

The scanning program is used to scan the radiative field of the Earth shown in Figure 5.20 using the observation configuration of satellite number 3 in Figure 5.21.

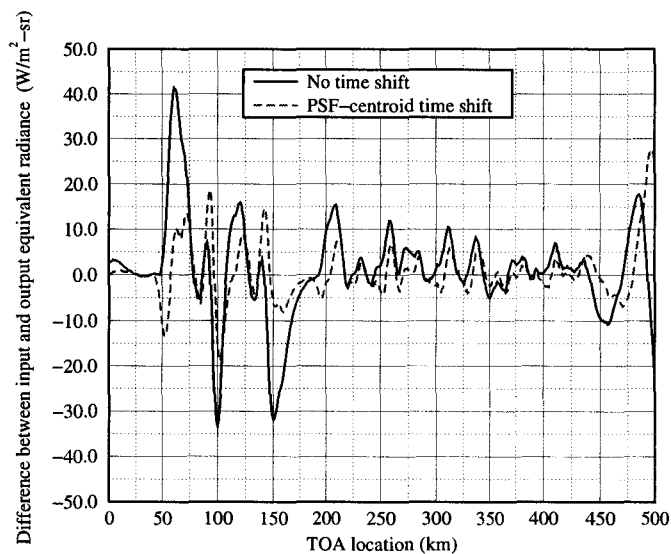
The scanning program produces an input file containing about 16 megabytes of data representing the radiative field incident to the scanning radiometer aperture at each time step. The end-to-end model is then used to produce a time series of the voltage response of the instrument. Simultaneously, the radiative input data are converted into an equivalent radiance at the instrument aperture, as described in Section 5.1.4.

Figure 5.22(a) shows the input signal to and output signal of the end-to-end model in terms of an equivalent radiance. It is gratifying to see that the output signal corresponds very well to the input signal. However note that the frequency content of the output signal is somewhat different from that of the input signal due to thermal filtering in the electronic circuit. A careful look at Figure 5.22(a) also reveals that the PSF-centroid time shift applied to the output time series is not perfect. Figure 5.22(b) shows the difference between the input and output time series. The solid line has been produced with output data which have not been shifted in time and the dashed line corresponds to time-shifted output data. The average difference between input and output equivalent radiance based on the solid line—no time shift—produces a bias of  $1.2 \text{ W/m}^2\text{-sr}$  with a RMS error of  $11.0 \text{ W/m}^2\text{-sr}$ . The PSF-centroid-based time shift does provide a much better match between input and output than when no shift is applied. The time shift reduces the bias to  $0.5 \text{ W/m}^2\text{-sr}$  and the RMS error to  $6.2 \text{ W/m}^2\text{-sr}$ . Hence the time shift provides a significant improvement in the radiometric product even though it appears in Figure 5.22(a) that the output signal has a tendency to lead the input signal at times near peaks and valleys of the input signal.

Figure 5.22 contains a great deal of information and hence deserves further attention. The mosaic scene of Figure 5.20 contains several patterns which are repeated. For instance, each individual scene is used twice in the mosaic. Clear ocean is found between 0 and 50 km and between 150 and 200 km. Large stratocumulus clouds are found successively from 50 to 100 km and from 100 to 150 km. The scene representing cumulus clouds covering 30 percent of the ocean is found both around 325 km and 425 km.



a.)



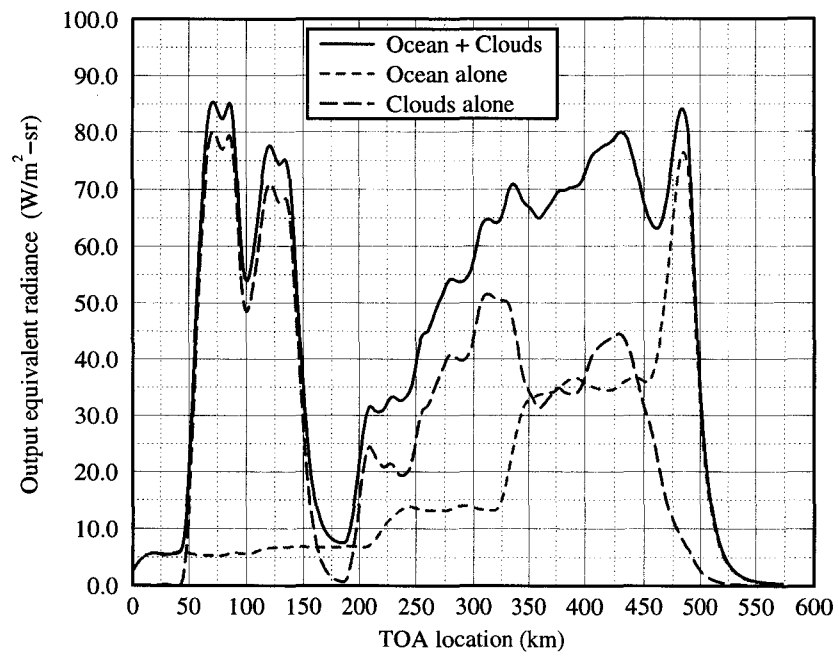
b.)

Fig. 5.22: (a) Input signal to and output signal of the end-to-end model in terms of an equivalent radiance. (b) Difference between the input and output time series.



In Figure 5.22(a) we note that the first stratocumulus scene produces a stronger signal—more reflected solar radiation—than the second stratocumulus scene. This can be explained by the fact that as the satellite scans the Earth scene, the zenith angle of observation increases and thus radiometer increasingly looks at the sides of the clouds rather than at the tops of the clouds. Since the satellite is scanning eastward and the sun is in the east, the side of the cloud observed by the instrument will be in the shade. Hence the signal from the first stratocumulus scene is strong because the instrument observes the tops of the clouds which are highly reflective. When the scanning radiometer reaches the second stratocumulus scene its angle of observation is greater and thus the instrument monitors more of the dark sides of the clouds. It is worth noting in Figure 5.22(a) that the two clear-ocean scenes produce similar radiances; thus at these angles the anisotropy of the ocean is less than that of clouds because of the three-dimensionality of the latter.

We expect to observe the same phenomenon for the two cumulus scenes. However the signal of the second cumulus scene is stronger than that of the first which implies that the three-dimensionality of the clouds is not the only effect shown here. This phenomenon can be better understood by looking at Figure 5.23. Figure 5.23 shows additional time series of output equivalent radiance. The solid curve is the same as the output signal of Figure 5.22(a). The short-dashed curve, labelled *Ocean alone*, has been produced by scanning a uniform 500-km strip of ocean. The long-dashed curve is simply the difference between the two others and thus represents the variability of curve one which is not associated with the ocean. It is labelled *Clouds alone*, which is not exactly correct because of cloud-ocean interactions. However it does provide interesting information on cloud anisotropy. The ocean curve shows that the reflectivity of solar radiation increases with the viewing zenith angle. This is due to the strong forward reflection peak of water surfaces. Note that there are four distinct levels corresponding to four different angular bins in the Atmospheric Radiative Transfer model; see [56] for details about angular discretization in the model. Now the cloud curve allows us to compare the two cumulus scenes. Indeed,



Earth scene of Figure 5.20

Fig. 5.23: Time series of output equivalent radiance as satellite 3 scans an Earth scene or a clear ocean.

we observe the same effect as for the stratocumulus clouds, which is a decrease in the reflected radiance as more of the shady sides of the clouds are observed when the viewing zenith angle increases.

#### 5.4.3.2 BDRF Study

The anisotropy of Earth scenes, as much for clear ocean as for cloudy scenes, is a very important issue in the establishment of Earth radiation budget data products obtained by means of remote sensing. A very important part of Earth radiation budget data processing involves applying bidirectional reflectance functions to convert radiances at the instrument aperture into fluxes at the top of the atmosphere.

Recall Figure 5.21 which shows three possible scan configurations. Given our knowledge about Earth anisotropy we expect the radiances produced by the three satellites as they scan the same strip of Earth to be rather different. Figure 5.24 shows the change in viewing zenith angle of each satellite as a function of the point observed on the TOA. This figure has been designed to be mostly intuitive, hence the upper end of each line corresponds to the location of the corresponding satellite. In addition, a negative-sloped line corresponds to a geometry for which the instrument is looking toward the incoming solar radiation while a line with positive slope represents the viewing angles of an instrument observing away from the Sun. Note that for polar orbiting satellites, the first case corresponds to an azimuth angle close to zero degree and the second to an azimuth angle close to 180 deg. Part II of this dissertation gives for more details concerning satellite observation geometry.

The Earth scenes of Figure 5.20 are scanned successively by the three satellites. Figure 5.25(a) shows the time series of output equivalent radiance from the three scans. The three satellites produce signals which are very similar for the first part of the scan. Note that satellites 1 and 2 observe the bright side rather than the dark side of the stratocumulus clouds and thus the second stratocumulus scene in the scan provides a stronger signal rather than a weaker one. Note also that at km 100, the signal of both satellite 2 and satellite 3 decreases significantly because the cloud

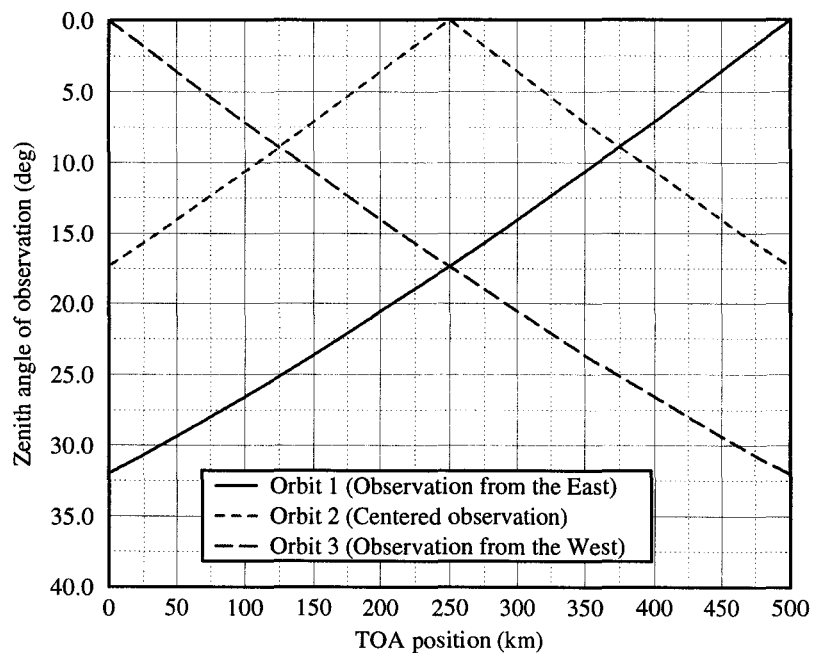
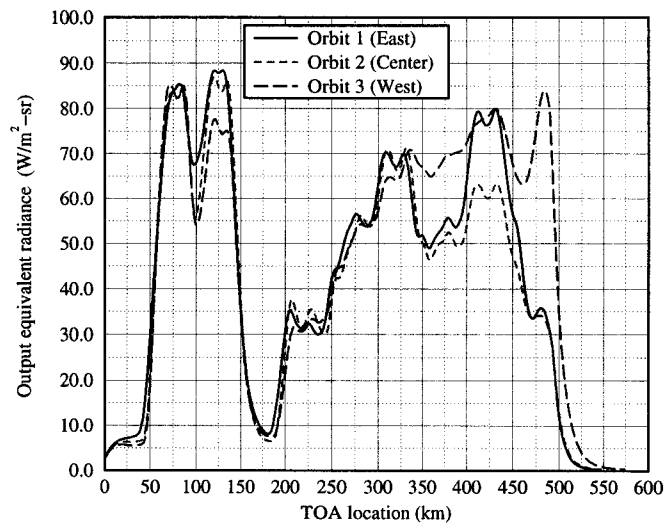
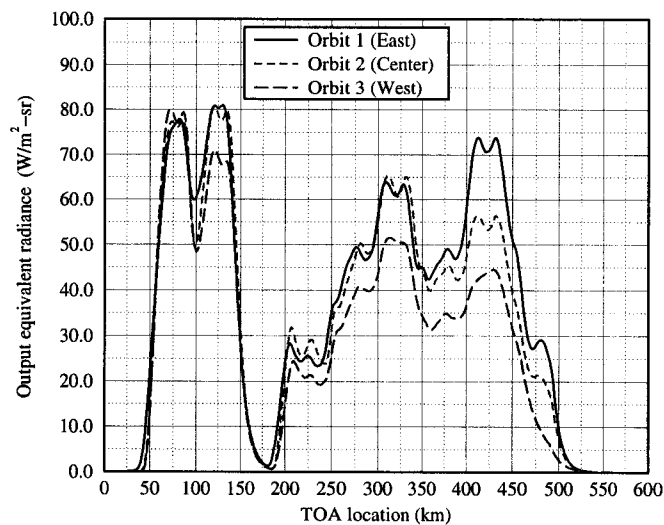


Fig. 5.24: Change in viewing zenith angle of each satellite as a function of the point observed on the TOA





a)



b)

Earth scene of Figure 5.20

Fig. 5.25: Time series of output equivalent radiance from the three scans of the same Earth Scene. (a) Earth scene and (b) same scene but without the anisotropy of the ocean.

cover is temporarily smaller. However, the signal of satellite 1 does not decrease as much since its viewing angle does not allow the instrument to see much of the clear ocean.

In the second half of the scan the signals of the three satellites become quite different. The signal of satellite 3 is clearly dominated by the ocean reflectivity pattern for the last third of the scan whereas the signal of the other two satellites follows the shape of the cloud field more closely. It is interesting to note the signal associated with the second appearance of 30 percent cumulus-cloud cover, between 400 and 450 km. Satellite 3 produces a signal greater than for the 300-to-350-km pixel, as explained in the previous section. Satellite 2 produces a smaller signal because it is now looking eastward, towards the Sun, and hence sees an increased amount of the dark side of the clouds. Satellite 1 still looking westward, produces a greater signal because its viewing angle is decreasing : as the viewing angle decreases the radiance increases following the cosine law.

Figure 5.25(b) shows three time series of output equivalent radiance for which the effect of the ocean has been removed, as described in Section 5.4.3.1. The effect of the three-dimensionality of the clouds is more explicitly revealed. Note that for satellite 1, which always looks away from the Sun, the contribution of the ocean is constant throughout the scan.

These simple results show the great potential for use of the combined Atmospheric Radiative Transfer and End-to-End instrument models.

#### 5.4.4 Study of Registration

This procedure can be used to study an important issue of remote sensing called registration. The registration of two radiometric channels is the overlap of their footprints on the Earth. Instruments such as those used in CERES or ScaRaB consist of several radiometric channels. The radiometric products of the channels are independent but they are often combined to determine additional Earth radiation budget products such as the longwave component, as described in Section 3.1.2, or

the net radiation.

Misalignment between two channels can happen in both the scan and cross-scan directions. A misalignment in the cross-scan direction can be represented as two channels scanning parallel to each other. If instead the registration issue concerns the scan direction, assuming perfect overlap in the cross-scan direction, the shift between the channels could be considered as a temporal shift, one channel being ahead of the other. In the current study we assume that the misalignment between two channels is solely in the cross-scan direction; that is only cross-scan misalignment is studied.

The footprint on the Earth of the CERES scanning instrument is shaped like the field stop and can thus be represented as an hexagone. The limit of the footprint can be computed approximately by projecting on the Earth the maximum scan and cross-scan angles defined in Section 5.1.2.3 and by assuming the surface area of the footprint is the area of the hexagone. Figure 5.26 shows the geometry of the footprint and the possible misalignment in the cross-scan direction. It can be shown from geometry that the fractional overlap between two footprints for which the cross-scan direction are misaligned by an angle  $\alpha$  can be computed as

$$\Delta = 1 - \frac{H_{sat} \tan \alpha}{\frac{3}{2}L}, \quad (5.12)$$

where  $H_{sat}$  is the altitude of the satellite and  $L$  is the length of the footprint, as shown in Figure 5.26. It is worth noting that because of the shape of the field stop and thus of the footprint, the overlap between two channels for a given angular misalignment is greater in the cross-scan direction than in the scan direction. Also, for a given angular misalignment a hexagonal field stop produces better overlap than a square field stop.

An assesement of the registration issue has been performed by scanning the scene described in Section 5.4.3.1 with the optical axis shifted, with respect to the normal of the scene, in the cross-scan direction. Figure 5.27 shows the difference in output equivalent radiance between a centered scan and a scan shifted  $\pm 0.1$  deg. By scanning this scene with different angular shifts, a sensitivity of the instrument response to misalignment has been derived. Figure 5.28(a) shows the mean and

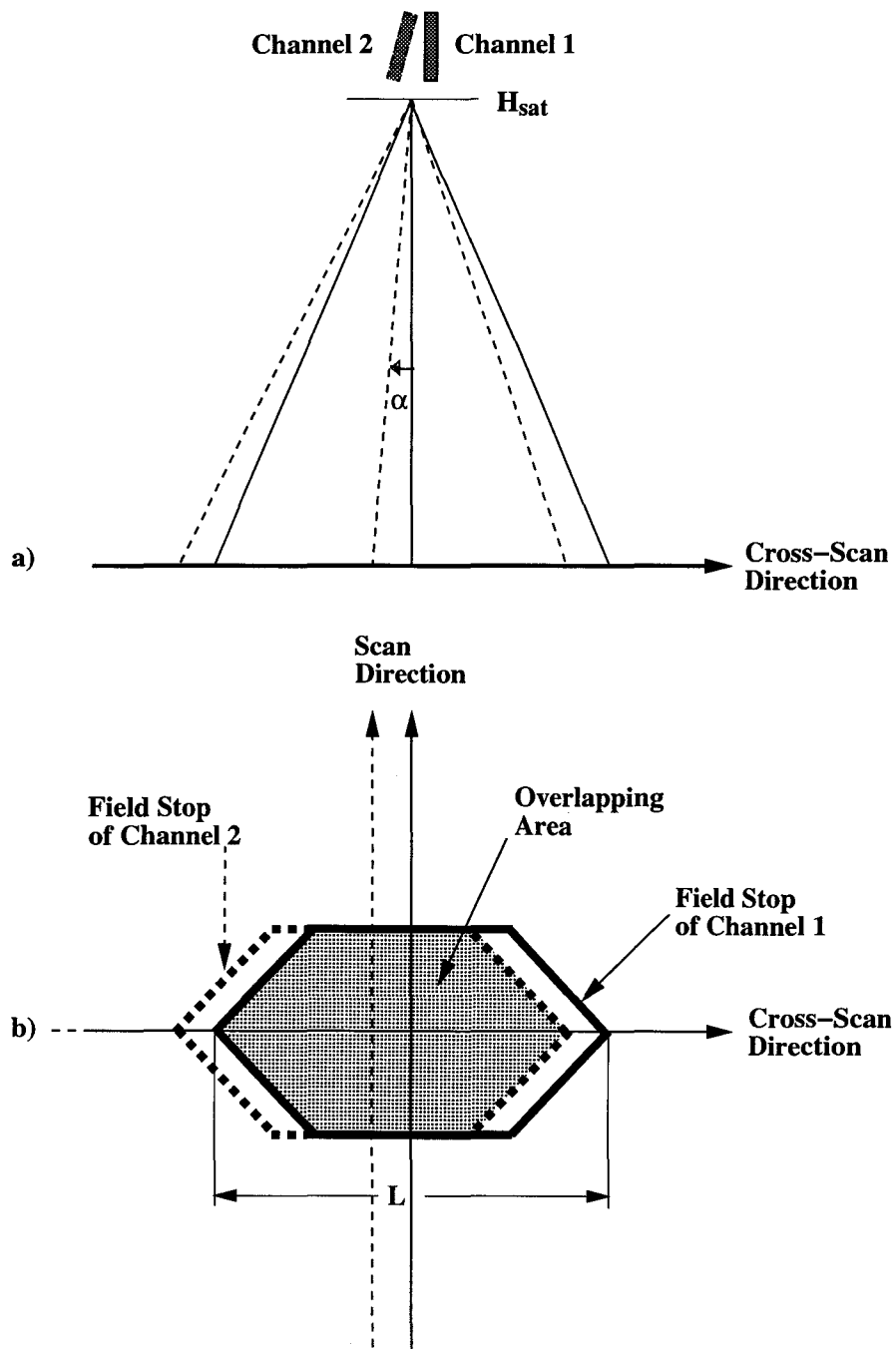


Fig. 5.26: Geometry of the footprint and the possible misalignment in the cross-scan direction : (a) side view and (b) top view.

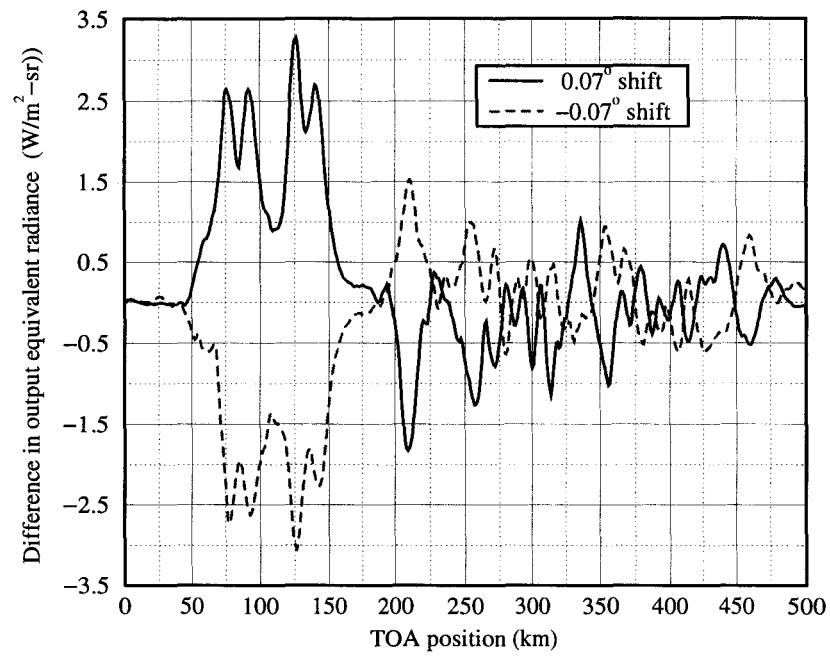
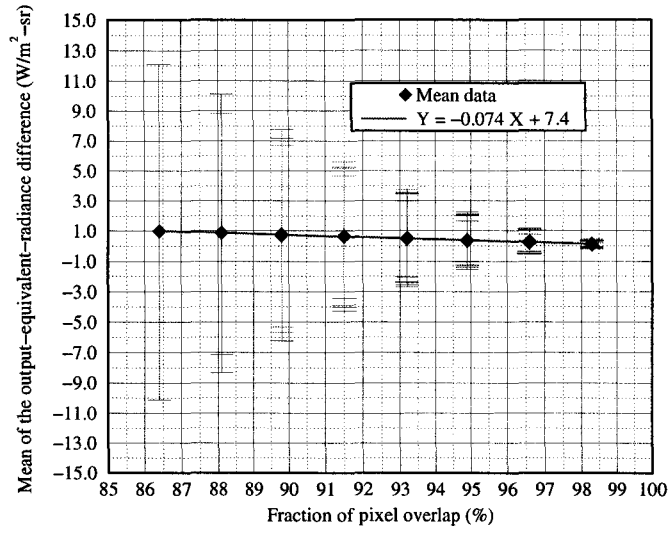
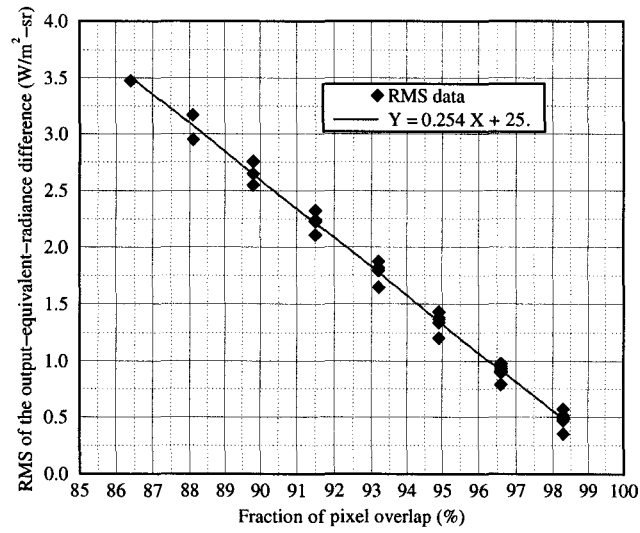


Fig. 5.27: Difference in output equivalent radiance between a centered scan and a scan shifted  $\pm 0.1$  deg.



a)



b)

Fig. 5.28: Difference in output equivalent radiance between a centered scan and a misaligned scan as a function of the pixel overlap. (a) Mean and standard deviation, (b) RMS error.

standard deviation of the difference in output equivalent radiance between a centered scan and a shifted scan as a function of the pixel overlap. The average is performed over the entire scan. There appears to be a bias which increases with decreasing overlap. Note as well that the standard deviation increases very significantly with decreasing overlap. Figure 5.28(b) shows the root mean square error associated with the mean of Figure 5.28(a). It is interesting to note that the rms error is very sensitive to the pixel overlap and that this sensitivity is linear. The correlation coefficient is greater than 0.99. This was not necessarily to be expected since there is a great deal of variability within and between the cloud scenes of Figure 5.20.

According to the alignment procedure documentation of the CERES instrument, the three channels can be aligned to obtain a 98 percent overlap. If this is achieved, the average difference between two channels over a typical scan would be less than  $0.15 \text{ W/m}^2\text{-sr}$  with a rms error of  $0.6 \text{ W/m}^2\text{-sr}$ .

In the ScaRaB instrument, a typical overlap between two broad-band channels is believed to be about 95 percent whereas the overlap between a broad-band and a narrow-band channel is more on the order of 80 percent. This is due to the layout of the channel on the rotor. For a 95 percent overlap the bias is about  $0.4 \text{ W/m}^2\text{-sr}$  and the rms error about  $1.3 \text{ W/m}^2\text{-sr}$ . For an 80 percent overlap the values would be respectively 1.5 and  $5.1 \text{ W/m}^2\text{-sr}$ .

## 5.5 Performance of the CLIMAT Radiometer

A Monte-Carlo ray-trace model was developed to characterize the optical and radiative behavior of the CLIMAT radiometer. In this section we show how the model was used at the early stage of development of the radiometer to characterize the sensitivity of the instrument response to location of critical components of the optics or to optical properties of the materials, as well as to explain experimental results and verify assumptions made in the radiometer design.

### 5.5.1 Illustration of the instrument optical principle

As described in Section 3.2.1, the optical front end of the instrument is designed according to the Köhler principle. The condenser is located in the focal plane of the objective lens and the detector in the conjugate plane of the objective with respect to the condenser. Radiation emitted by a remote point source and incident upon the objective lens is thus focused onto the condenser and concentrated on the detector. According to the Köhler principle, the spatial distribution of energy incident in the detector plane will not be sensitive to the angle of incidence of radiation at the instrument aperture. Hence, the non-uniformity of the radiative field monitored by the radiometer will not be a parameter of instrument signal response.

Figures 5.29 and 5.30, obtained using the numerical model, illustrate this principle. Figure 5.29 shows the spatial distribution of energy on the front part of the condenser for four different illumination conditions. A diffuse source produces a uniform illumination of the condenser whereas a remote point source incident on the objective lens in a direction parallel to the instrument axis produces a centered spot whose size depends on the spherical aberrations associated with the objective lens. The two other spots in Figure 5.29 correspond to collimated radiation incident on the instrument aperture at an angle of 3.0 and 5.0 deg. Note that 5.0 deg corresponds to the limit of the instrument field of view.

Figure 5.30 shows the spatial distribution of energy in the plane of the detector for the four illumination conditions described above. Figure 5.30(a) corresponds to the diffuse case and Figures 5.30(b), (c) and (d) correspond to collimated radiation incident at an angle of 0.0, 3.0 and 5.0 deg, respectively. Note the high level of equivalence of the spatial distribution of Figures 5.30(a), (b) and (c). The image in Figure 5.30(d) is truncated because it corresponds to the limit of the instrument field of view. Note also the size of the 0.6-by-0.6-mm detector in each figure. Even though Figures 5.30(a) and (b) correspond to two extreme cases, the signal response of the instrument is likely to be virtually identical.

It is interesting to compare this result with Figure 5.10 of Section 5.2.2. The



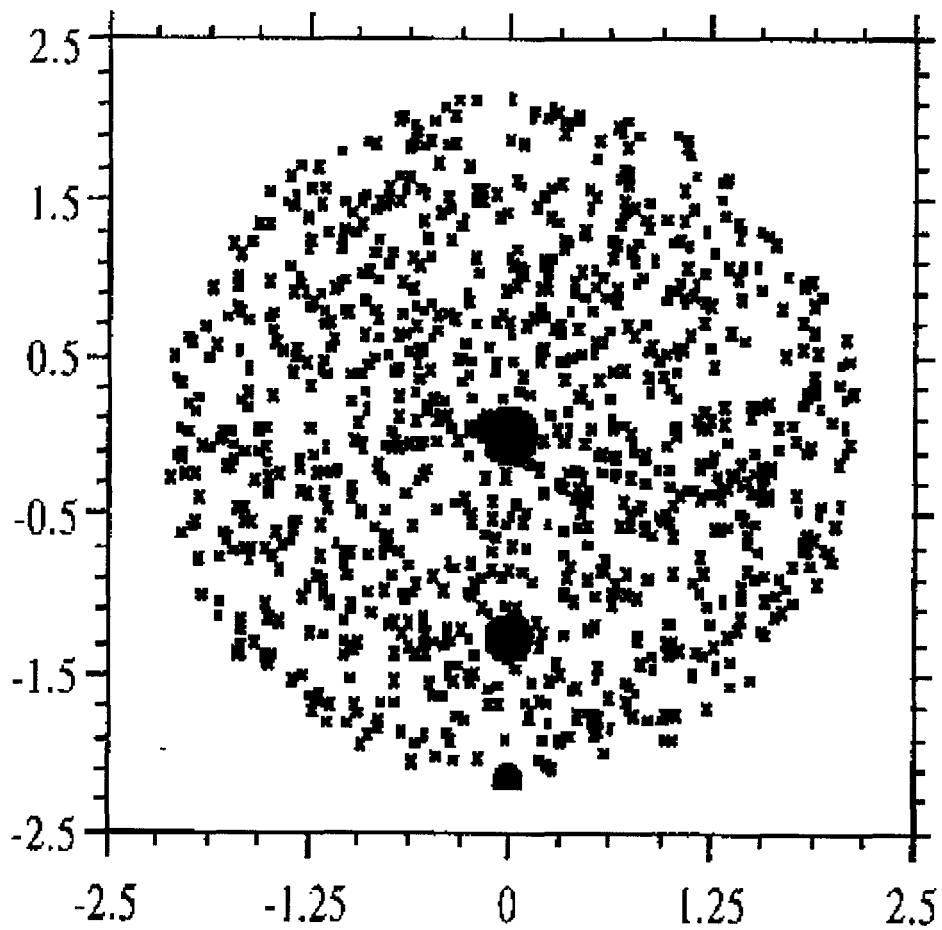


Fig. 5.29: Illustration of the Köhler principle : Spatial distribution of incident rays on the front lens of the condenser for diffuse and collimated radiation (0.0-, 3.0-, and 5.0-deg incidence angle). Dimensions are in mm.

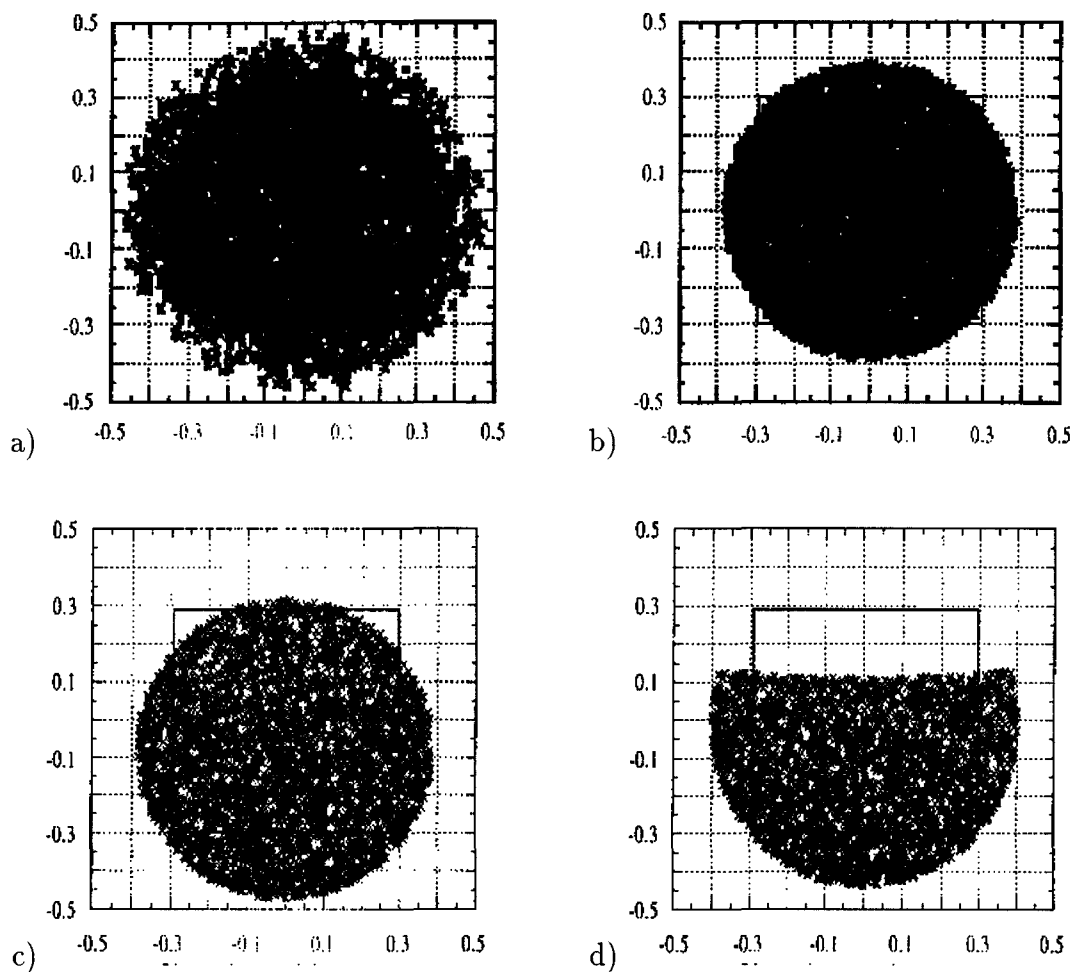


Fig. 5.30: Illustration of the Köhler principle : Spatial distribution of incident rays in the plane of the detector for (a) diffuse, (b) collimated radiation on axis, (c) collimated radiation with 3.0-deg incidence angle and (d) collimated radiation with 5.0-deg incidence angle). Dimensions are in mm.

CERES optical system requires a detector which is not sensitive to the spatial distribution of energy, whereas this is not a requirement for the CLIMAT radiometer.

### 5.5.2 Optimum Location of Detector on Optical Axis

In the remaining of this work we refer to the *detectable fraction* as the fraction of energy incident upon the detector plane which actually reaches the detector element. The detectable power is then defined as the product of the detectable fraction by the incident power. To obtain an instrument with a high sensitivity and a low signal-to-noise ratio, the detectable power must be maximized. Maximum sensitivity of the instrument is obtained when the detector is located in the plane of least confusion [37, 44]. Using the instrument Monte-Carlo model, the optimum location of the detector on the instrument optical axis can be found by determining the maximum detectable fraction.

An iterative process was used to define the maximum detectable fraction by computing the detectable fraction for different locations of the detector plane. Figure 5.31 shows the detectable fraction of the incident flux, in percent, as a function of the distance between the condenser and the detector. Figure 5.31(b) is a detail of Figure 5.31(a), where the error bars represent the uncertainty in detectable fraction associated with the Monte-Carlo method. This uncertainty is taken to be the standard deviation of the detectable fraction for twenty numerical experiments using different seeds but for a given location of the detector plane. The standard deviation is determined for one detector location only and assumed to be identical for other detector locations. The maximum detectable fraction is about 72 percent. Figure 5.31(b) shows that there is a 0.05-mm region around 3.45 mm for which the detectable fraction is maximum and does not vary significantly with detector location. For the remaining studies the detector plane is located in its optimum position on the optical axis, 3.45 mm behind the condenser.

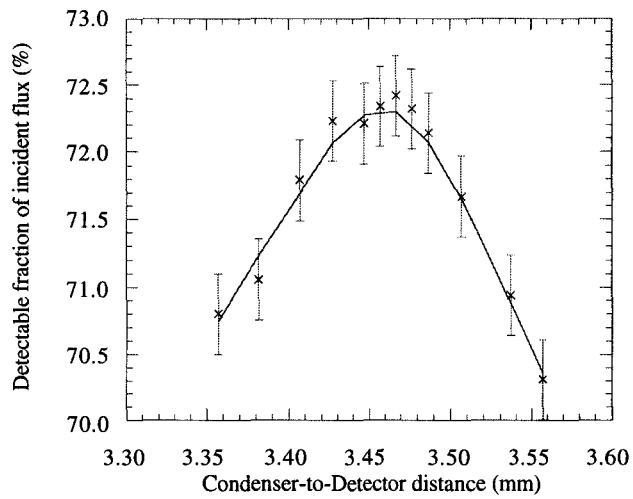
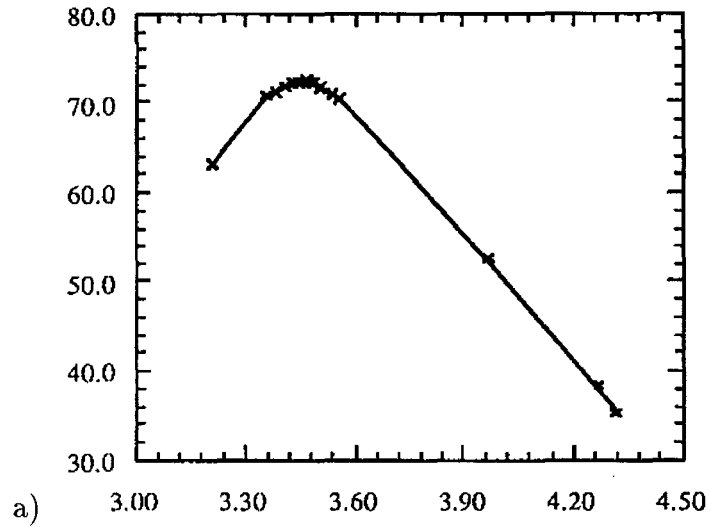


Fig. 5.31: Variation of the fraction of detectable incident flux in the detector plane as a function of detector location along the optical axis ; (a) Complete investigated domain and (b) detail of the peak region of (a).

### 5.5.3 Dimension of the Entrance Diaphragm

The distribution of energy on the detector of the CLIMAT radiometer is not dependent upon the angular distribution of the incident energy, however it is sensitive to the size of the entrance diaphragm. The entrance diaphragm regulates the amount of radiative power which enters the instrument. The numerical model of the instrument optics was used to determine the spatial distribution of energy on the detector plane for two entrance diaphragms of different diameter. Figure 5.32(a) and (b) show the normalized two-dimensional density function of energy incident on the detector corresponding to 4.0-mm and 5.6-mm diaphragms, respectively. As expected with the Köhler optics, the energy is distributed on a flat plateau of maximum energy, which falls on the center of the sensor and has sharply defined edges. Considering that the detector is 0.6 by 0.6 mm, the 5.6-mm diaphragm was adopted for the instrument. By completely flooding the detector it provides 30 percent more detectable energy. The advantages are multifold: (1) the marginal rays do not reach the detector and are not accounted for, (2) since the normalized energy density is close to unity over most of the surface of the detector, the instrument sensitivity is optimum and (3) signal sensitivity to detector location is minimized.

The sensitivity of the instrument response to the size of the entrance diaphragm has been tested experimentally. The experimental results as well as the values obtained by the numerical simulation are presented in Table 5.4. The experiment shows that the signal response of the instrument is multiplied by 1.57 when the larger diaphragm is used. Numerically we obtain that the detectable fraction is 25 percent less in the case of the larger diaphragm, however, the available incident energy is twice larger. As a result, the detectable energy is multiplied by 1.47 when going from a 4.0-mm to a 5.6-mm opening.

The comparison between the experimental and numerical results is based on the assumption that the instrument signal can be considered proportional to the detectable energy. The numerical result is found to be close to the experimental one. The difference can be attributed partially to the fact that the sensitivity of

the detector is not uniform over its entire surface, an effect which is inherent in the experimental result, but not taken into account in the numerical simulation.

Tab. 5.4: Sensitivity of instrument response to size of entrance diaphragm ; comparison of experimental and numerical results.

Entrance Diaphragm (mm)	Experiment	Numerical Results		
	Instrument Signal (mV)	Detectable Fraction (-)	Incident Energy* (-)	Detectable Energy (-)
4.0	381.9	0.96	0.51	0.49
5.6	598.0	0.72	1.00	0.72
Ratio	1.57	0.75	1.96	1.47

\*Normalized with respect to the 5.6-mm value

### 5.5.4 Optical Coherence between Channels

The CLIMAT radiometer can carry up to six different filters on the filter wheel. The filter wheel is located between the objective lens and the condenser, as shown in Figure 3.5. For the broadband channel, 8 to 14  $\mu\text{m}$ , the spectral band is determined by the germanium window located immediately in front of the detector. Therefore it does not seem necessary to put an 8-to-14- $\mu\text{m}$  filter on the filter wheel. Hence one of the six positions of the wheel could be left empty while germanium interference filters could be used for the other channels.

In order to obtain coherent or equivalent channels, the detectable fraction must be identical for all the channels, whether or not a filter is used. To verify this, the Monte-Carlo model is used to compute the detectable fraction for two different conditions : (1) the plane-parallel filter located between the objective filter and the condenser is given an index of refraction of 1.0—the index of vacuum—to simulate the absence of a filter, and (2) the index of refraction is set to 4.0—the index of

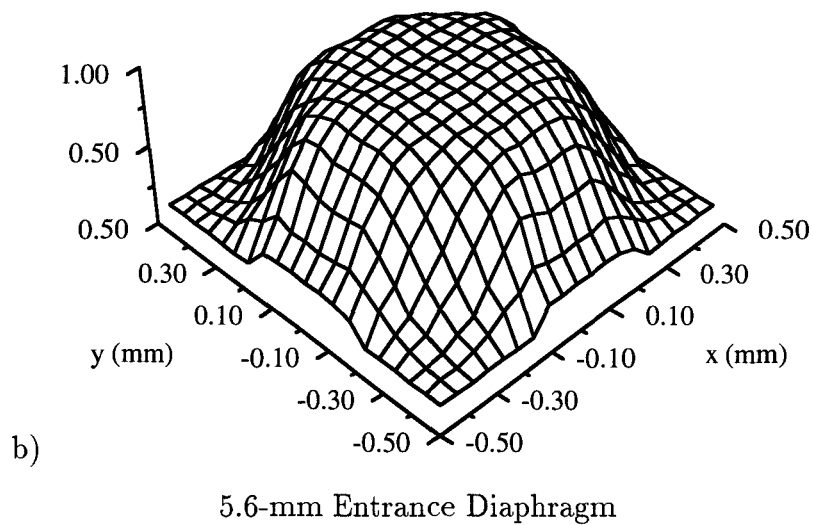
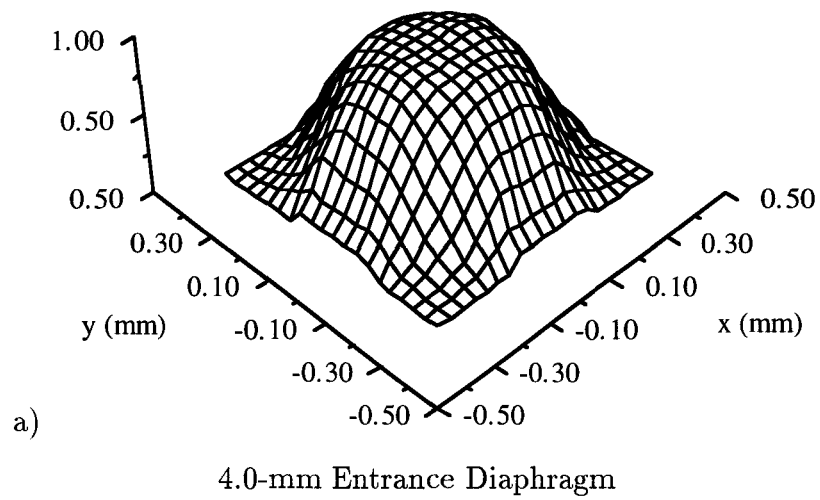


Fig. 5.32: Normalized two-dimensional density function of the energy distribution in the plane of the detector of the CLIMAT radiometer given the entrance diaphragm diameter of (a) 4.0 mm and (b) 5.6 mm.

germanium—. In this numerical experiment, the germanium filter is assumed to have a transmissivity of unity.

As the index is shifted from 1.0 to 4.0 the detectable fraction is reduced by five percent, which is not negligible. Because of the high index of refraction of the germanium, the effect of the filter is to reduce the apparent distance between the objective lens and the condenser, hence placing the condenser ahead of the focal plane of the objective lens. In order to recover the detectable fraction obtained without the germanium filter, the distance between the objective lens and the condenser would have to be increased by a distance equal to the change in optical path in the presence of the filter. We conclude that since the instrument geometry remains the same for all the channels, a germanium window transparent in the 8-to-14- $\mu\text{m}$  interval must be put in the filter wheel in order to ensure the optical equivalence of the different channels.

### 5.5.5 Determination of the Instrument Field of View

An important step in the development stage of an instrument is to determine its effective field of view (FOV). The field of view of the CLIMAT radiometer was determined experimentally [44] and numerical simulations were performed using the Monte-Carlo model of the instrument optics to analyze the experimental results.

#### 5.5.5.1 Definition of the Field of View

The FOV of an instrument corresponds to a limitation of the incident radiation by considering only the detected fraction of the radiant energy. The FOV can be defined either by a maximum angle of incidence on the instrument aperture or by a solid angle.

The opening angle of the instrument is the maximum angle of incidence,  $\alpha_{geom}$ , beyond which the incident radiation on the instrument aperture cannot reach the detector neither by an optical nor by a non-optical path. The geometrical FOV corresponds to twice the opening angle.



The solid angle related to the instrument opening angle can be defined as

$$\Omega = \int_0^{2\pi} \int_0^{\alpha(\phi)} \sin \theta f(\theta, \phi) d\theta d\phi, \quad (5.13)$$

where  $\theta$  and  $\phi$  are the angles defining the direction of the incident radiation,  $f(\theta, \phi)$  is the normalized bidirectional function of the FOV and  $\alpha$  is the opening angle. In Section 5.1.3 the function  $f(\theta, \phi)$  was referred to as the optical point spread and acts as a weighting function in Equation 5.13.

In theory, or for an ideal instrument with a conical FOV, the optical point spread function is independent of the angle  $\phi$ . In addition,  $f(\theta)$  is constant and equal to unity over the  $[-\alpha, \alpha]$  domain and zero everywhere else. In this idealized case the relation defining the solid angle as a function of the opening angle becomes

$$\Omega_{theo} = 2\pi(1 - \cos \alpha). \quad (5.14)$$

Given a theoretical total opening of 10 deg, the geometrically limited solid angle is  $\Omega_{theo} = 0.0239$  sr.

Once the solid angle of the instrument has been determined using Equation 5.13, an equivalent opening angle can be computed as

$$\alpha_{eqvt} = \cos^{-1}\left(1 - \frac{\Omega}{2\pi}\right), \quad (5.15)$$

assuming the relation between  $\Omega$  and  $\alpha$  for the idealized case. The equivalent instrument FOV is twice the equivalent opening angle.

### 5.5.5.2 Experimental Determination of the FOV

The goal of the experiment is to determine the instrument optical point spread function,  $f(\theta, \phi)$ , as well as the opening angle,  $\alpha_{geom}$ , in order to compute the equivalent field of view of the instrument. This experiment was designed by Pietras [44]. The current author participated to this experiment to acquire a good understanding of the procedure which is necessary to develop accurate numerical simulations. In addition, the operation of the shutter, the rotation of the instrument and the acquisition of data require more than one person.

**5.5.5.2.1 Experimental System.** The experimental setup shown in Figure 5.33 is simple. It consists of three elements : (1) a polystyrene plate in which a circular hole has been drilled, (2) a constant-temperature heat source with a shutter and (3) a table which can be oriented horizontally and vertically on which the instrument is mounted.

The polystyrene plate has been painted black to increase its emissivity and reduce possible background radiation due to reflections on the plate. The dimensions of the hole drilled in the plate are small compared to the surface area of the plate which is within the instrument FOV. In order to consider the hot source as a point source, the ratio between the diameter of the hole to that of the entire footprint should be in the order of 1 to 100. To respect this condition, given the 10-deg FOV a radiometer located one meter away from the plate, the hole should be less than 2 mm in diameter. The instrument is not sufficiently sensitive to detect the radiant energy emitted by the heat source through such a small hole because the source temperature is limited by the experimental set up. Therefore a 5-mm-diameter hole was used which can be considered as a quasi-punctual source and produces a detectable signal.

A 400°C source is located behind the plate. It must be centered with respect to the hole and not positioned too close to the plate to prevent thermal contamination by conduction. A concealable shutter is located between the plate and the heat source. The radiometer is mounted on a table which can be positioned both horizontally and vertically about the optical axis of the instrument.

**5.5.5.2.2 Measurement Principle** The initial step is to search for the vertical and horizontal position for which the instrument optical axis is aligned with the center of the source. This is done by searching for the maximum signal in each direction successively. The second step consists of scanning across the source between -7 and +7 deg with an 0.5-deg step size. This is performed by a motorized robot arm. For both directions, a total of about 800 measurements are obtained with

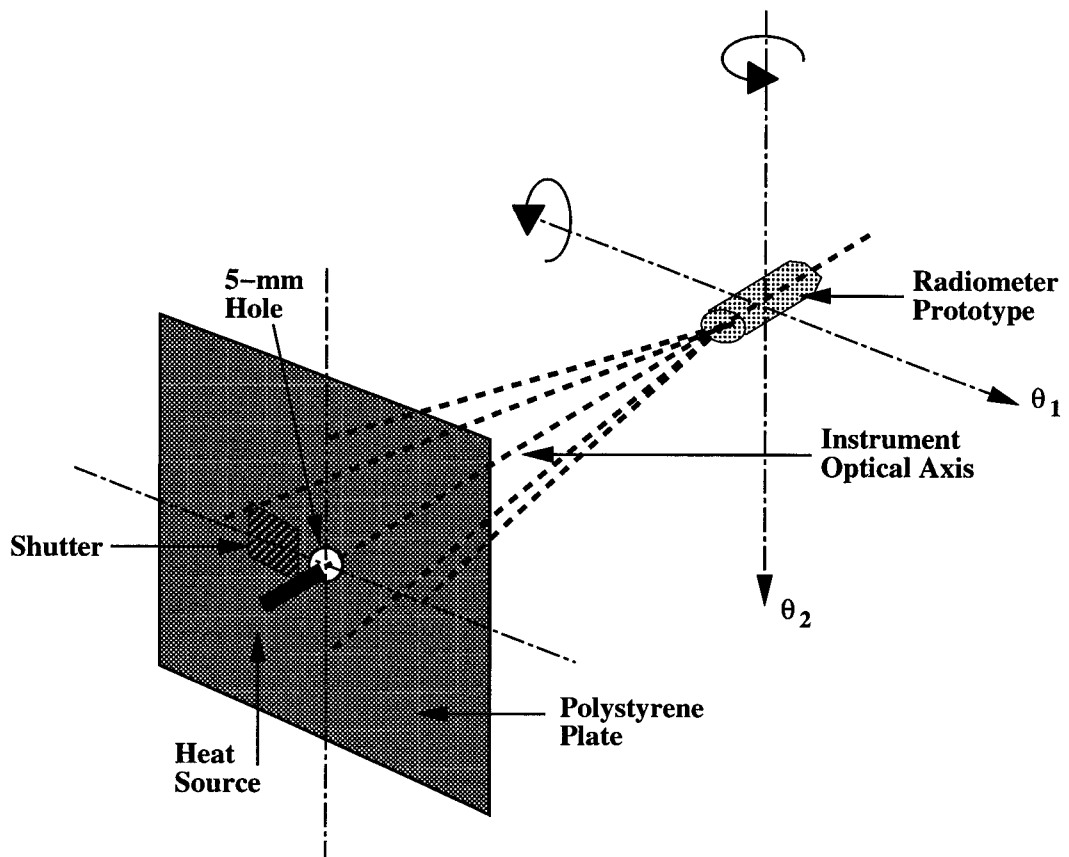


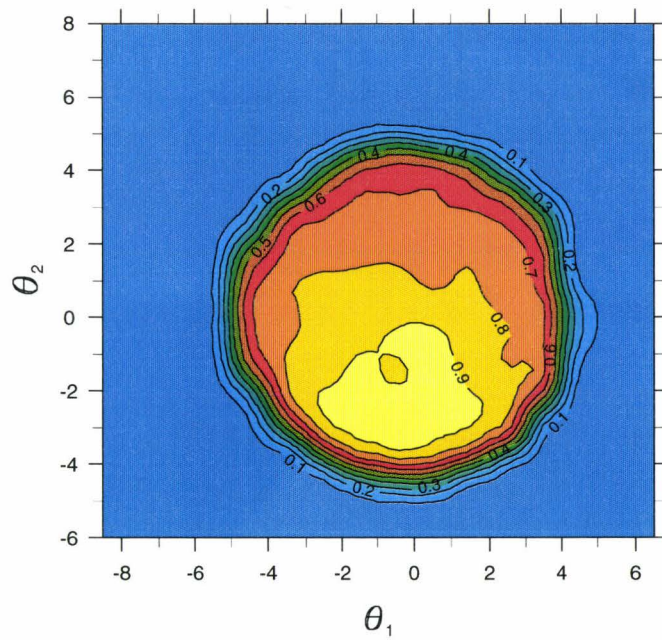
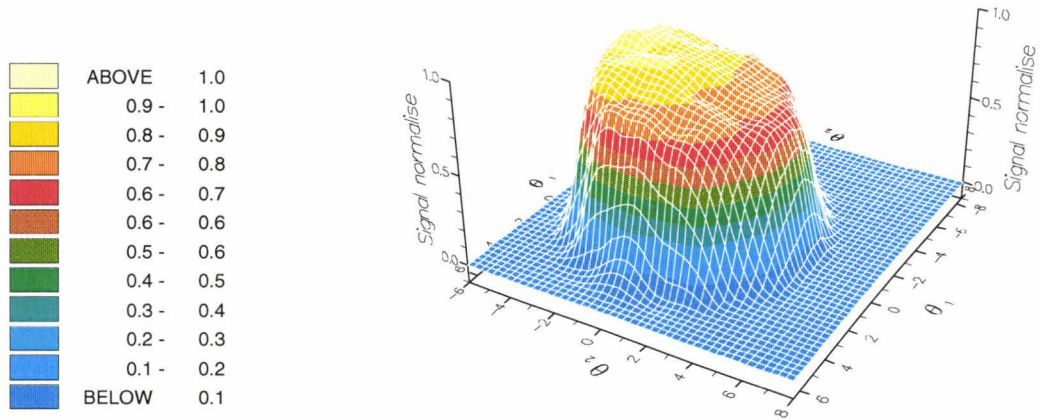
Fig. 5.33: Illustration of the experimental setup used to determine the CLIMAT radiometer optical point spread function.

automatic data acquisition on a personal computer. For each measurement of the hot source, a measurement is performed with the shutter obstructing the source in order to be able to account for variations in the thermal background. The difference between the two measurements gives the effective signal due to the hot source. In this way the discretized response of the instrument is obtained as a function of the angle of incidence of the point-source radiation. This distribution, normalized, is the instrument optical point spread function.

**5.5.5.2.3 Results** Figure 5.34 shows the normalized optical point spread function of the instrument determined experimentally as a function of angle of incidence. The optical point spread function of the CLIMAT radiometer can be compared to the optical point spread function for the CERES instrument shown in Figure 5.4 (page 63). Note however that Figure 5.4 has been computed with the Monte-Carlo optics model assuming a perfect geometry, whereas Figure 5.34 shows experimental results.

The edges of optical point spread function are well defined, close to  $-5$  and  $+5$  deg. The function shows a good symmetry in the  $\theta_1$  direction, but a significant asymmetry in the  $\theta_2$  direction with a lower signal for  $\theta_2 \geq 0$  than for negative  $\theta_2$  values. The maximum is found for  $\theta_1 \approx 0.0$  and  $\theta_2 \approx -2.5$  deg. Two reasons can explain this asymmetry : (1) the detector is not centered on the optical axis and (2) the optical axis of the condenser is not aligned with the optical axis of the instrument.

The solid angle  $\Omega$  is computed according to Equation 5.13 by numerically integrating the normalized optical PSF over the angles  $\theta_1$  and  $\theta_2$ . The resulting solid angle is 0.017 sr, which is 30 percent less than the theoretical value corresponding to a 10-deg opening. The corresponding opening angle is 8.5 deg. The difference can be explained by a loss due to the reflective component of the condenser because of its very high radius of curvature and in spite of its nonreflective coating.



From [44]

Fig. 5.34: Measured optical point spread function of the CLIMAT radiometric channel prototype.

### 5.5.5.3 Numerical Determination of the FOV

The experimental procedure is simulated using the Monte-Carlo model by computing the response of the instrument to collimated radiation incident to the instrument aperture at different angles. The entire FOV is sampled from -5 to +5 deg with a 0.5-deg step size. Only one direction is sampled, which will produce a one-dimensional density function assuming the instrument to be axisymmetric.

**5.5.5.3.1 The Ideal Instrument** In the first simulation, the optical components are assumed to be centered on the optical axis and located in their optimum positions. Figure 5.35 shows a one-dimensional distribution of the instrument response as a function of the angle of incidence of the radiative flux. The edges of the FOV are well defined and the distribution is symmetric about the optical axis.

**5.5.5.3.2 The Real Instrument** The real instrument is represented by taking into account the two possible sources of asymmetry mentioned in Subsection 5.5.5.2.3. According to the manufacturing company, CIMEL Electronique, the assembly of the condenser and detector are very delicate processes which involve some uncertainty. Given the assembly procedure, the manufacturer evaluated the uncertainty on the location of the center of the detector with respect to the optical axis to be about 0.15 mm and the rotation of the condenser on the field stop to about 2.5 deg. The reader is referred to Figure 5.36 to visualize the assembly uncertainty associated with these components.

For each assembly default, the one-dimensional density distribution function is determined using the numerical procedure described at the beginning of this section. Figure 5.37 shows the normalized response of the instrument as a function of the angle of incidence of collimated radiation given the assembly uncertainties. The solid line represents the normalized response for a noncentered detector and the dashed line for a rotated condenser. Both uncertainties lead to very similar asymmetry in the distribution function, with a maximum 100-percent response for an incidence of

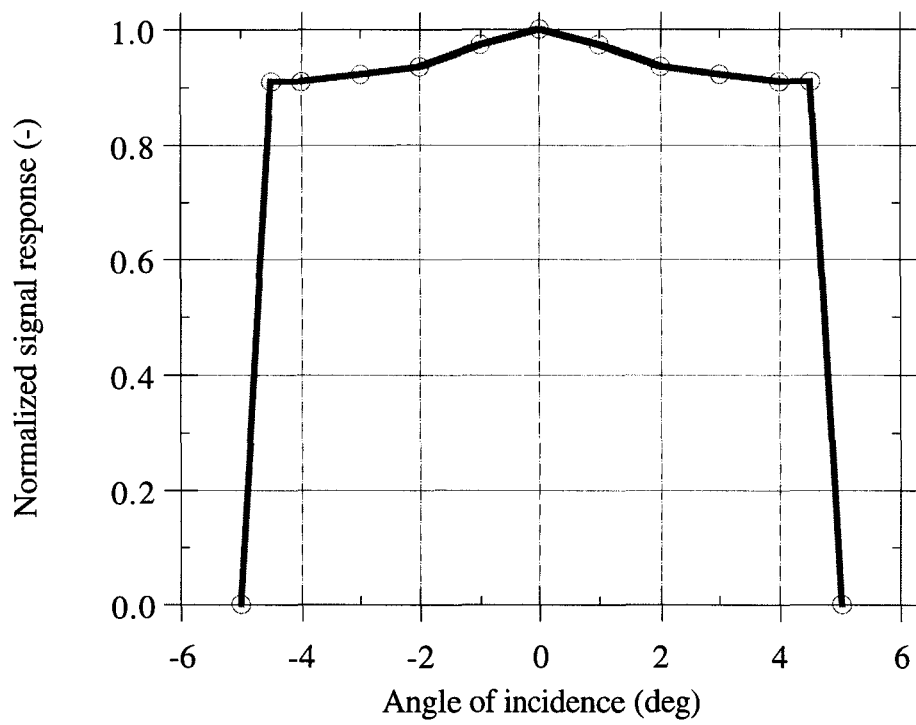


Fig. 5.35: Simulated normalized response of the CLIMAT radiometer as a function of the angle of incidence of collimated radiation (deg).

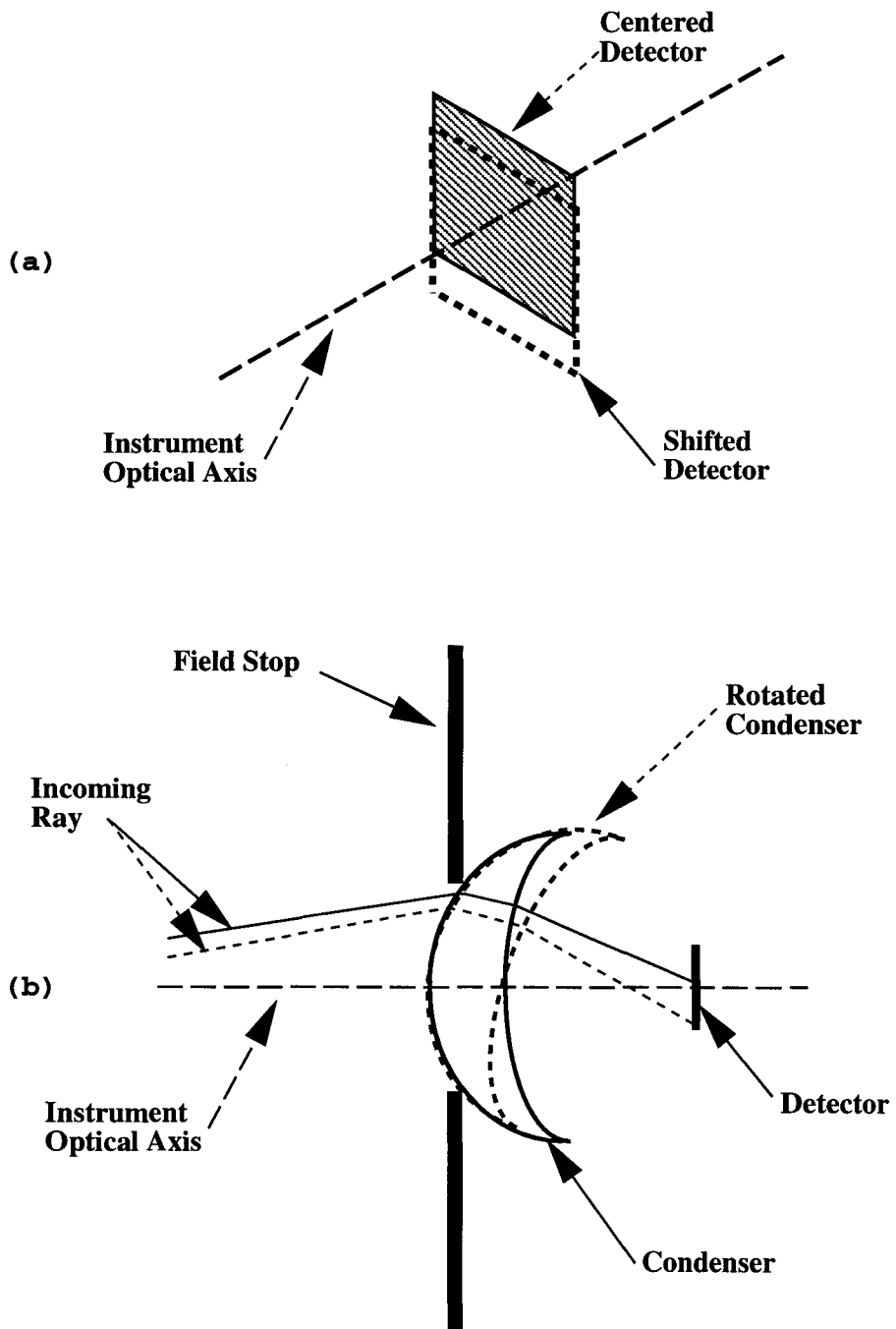


Fig. 5.36: Illustration of the geometry of the assembly uncertainties of (a) the detector (b) the condenser.



about -2.5 deg off the optical axis and 70-percent response for a 2.5-deg incidence. Note that these figures correspond very well to the experimental results shown in Figure 5.34.

This confirms the hypothesis given in Subsection 5.5.5.2.3 which states that the dissymmetry of the distribution function can be associated with uncertainties in the assembly of both the detector and the condenser. It seems therefore necessary to use the Monte-Carlo model to study the sensitivity of the instrument response to uncertainties in the location of the two components.

### **5.5.6 Sensitivity Analysis of Instrument Response to Assembly Uncertainties**

The Monte-Carlo ray-trace model is used to determine the sensitivity of the instrument response to assembly uncertainties. This study is limited to the effects on the instrument signal response of the location of the detector and the orientation of the condenser. Because of the Köhler geometry, the detector and condenser are the two components whose location and orientation are the most critical. The implications related to each component are studied separately.

Even though the results of Section 5.5.1 show a high-level of equivalence between the spatial distribution of energy of diffuse and collimated illuminations, it is interesting to distinguish between the following two experimental conditions : (1) the source is a diffusely emitting blackbody whose radiative field fills the entire instrument FOV and (2) the source is far and small enough to be considered as a point source. The numerical experiments described in the following two sections consist of computing the detectable fraction, defined in Section 5.5.2, for different positions of the detector and orientations of the condenser. Note that, for the detector, its optimum location along the optical axis determined in Section 5.5.2 is assumed.

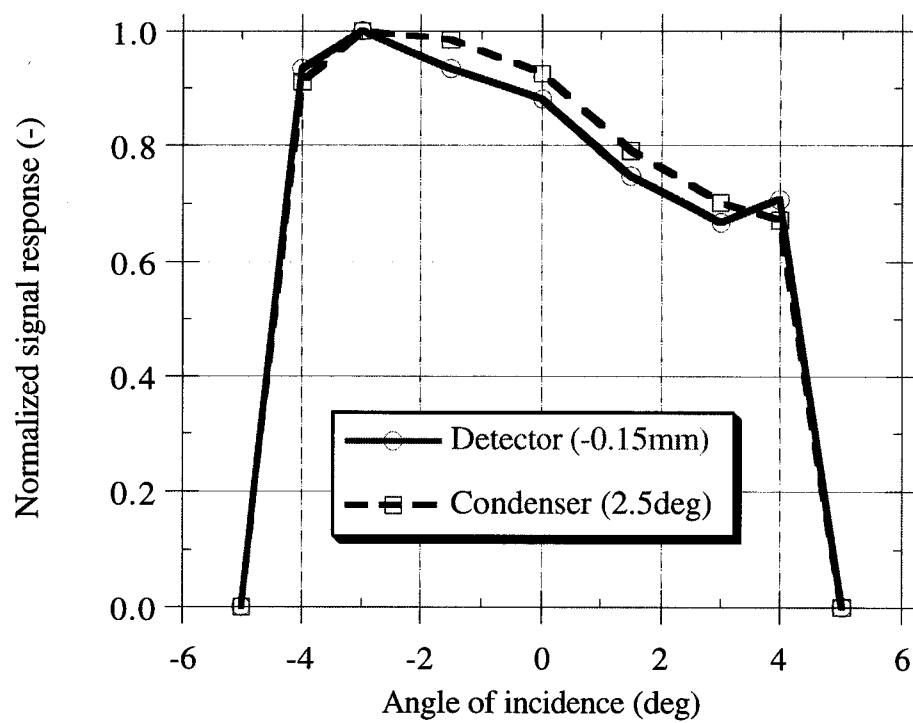


Fig. 5.37: Simulated normalized response of the CLIMAT radiometer as a function of the angle of incidence of collimated radiation (deg) with off-centered detector and condenser.

### 5.5.6.1 Diffusely Emitting Blackbody

The instrument is illuminated by a diffusely emitting blackbody located sufficiently close to fill the entire instrument FOV. The Monte-Carlo model is used to compute the fraction of energy absorbed by the detector for different geometrical configurations, with the condenser assumed to be in its optimum position. Figure 5.38(a) shows the normalized response of the instrument as a function of the location of the detector center with respect to the optical axis. The normalization has been done by assuming a value of unity for the instrument response when the detector is perfectly centered on the optical axis. Note that, because the illuminated area in the detector plane is slightly larger than the detector itself, as shown in Figure 5.30, there is a 0.05-mm tolerance in the location of the detector, i.e. the normalized signal remains practically constant over a 0.05-mm shift and above 90 percent for a 0.1-mm shift. Beyond this limit, the normalized response drops linearly with the shift in detector location. A 3.0-mm shift results in a 40-percent loss of signal.

The model is then used with a perfectly centered detector to test the effect of the condenser orientation. Figure 5.38(b) shows the normalized response of the instrument as a function of the angular rotation of the optical axis of the condenser with respect to the instrument optical axis. Here the tolerance is about 0.75 deg, with 90 percent of the maximum signal with a 1.5-deg rotation.

During assembly of the instrument some elements, such as the condenser and the detector, are positioned by searching the location and/or orientation for which the instrument output signal is maximum as the radiometer is illuminated by a constant diffuse source. Shift and rotation of these components cause the signal to vary, however the maximum signal is not easy to find since, for example, the mislocation of the detector could compensate for the misorientation of the condenser. Hence using this procedure it is unreasonable to expect to obtain more than 90 percent of the maximum signal. Therefore, given the results shown in Figure 5.38, it is unlikely that the detector and condenser can be positioned with a precision better

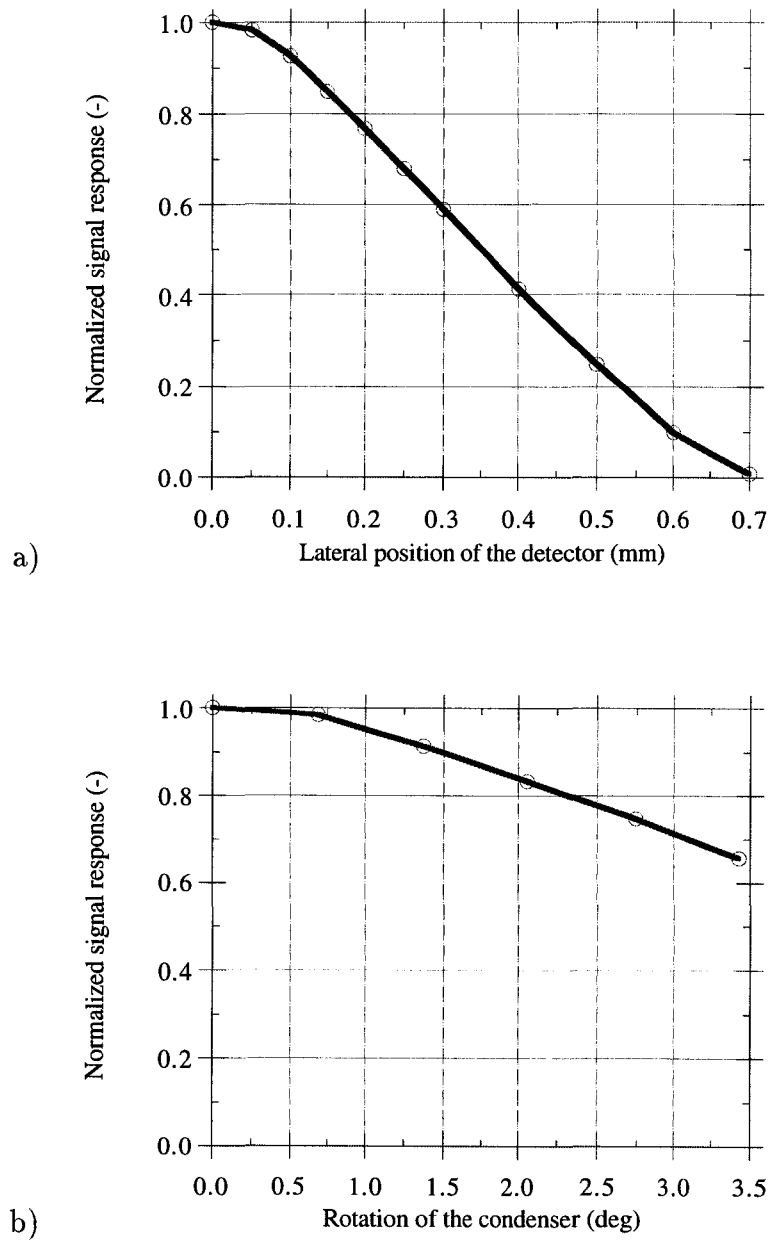


Fig. 5.38: Normalized signal response of the instrument as a function of (a) lateral position of the detector with respect to optical axis (b) rotation of the condenser, as the instrument is illuminated by a diffuse source.

than  $\pm 0.1$  mm and  $\pm 1.5$  deg, respectively.

However, results from the numerical determination of the point spread function lead us to believe that a higher sensitivity of the signal to component location can be obtained by using point sources instead of a diffuse source. This higher sensitivity could be used to improve the accuracy of the instrument assembly.

### 5.5.6.2 Point Sources

A new numerical simulation is set up to test an improved experimental procedure for centering the detector on the optical axis. The procedure is proposed to the constructor to improve the uncertainties in component location. The procedure consists of locating two point sources in the instrument FOV such that the angles of incidence of the collimated radiation of the two sources are symmetric to one another with respect to the instrument optical axis. The numerical simulation procedure consists of using the Monte-Carlo model to compute the fraction of energy absorbed by the detector as the instrument is illuminated by a point source. For each location of the detector, the model is used to simulate an illumination by each of the two point sources; the condenser is assumed to be in its optimum position. Figure 5.39 shows the geometry of the numerical simulation. The left part of Figure 5.39 illustrates the optical path of collimated radiation associated with a point source just a few degrees off the optical axis, and the right part of the figure shows the optical path for collimated radiation associated with a point source symmetrical to the first point source with respect to the optical axis.

Figure 5.40 shows the instrument normalized response as a function of detector location. Three different angles of incidence are tested: 1.5, 3.0 and 4.5 deg; results are shown in Figures 5.40(a), (b) and (c), respectively. Recall Figures 5.30(b) and (c) in Section 5.5.1 (page 113) showing the illuminated area in the detector plane for collimated radiation respectively on axis and 3.0-deg off axis. Note how the area is shifted down about 0.1 mm in Figure 5.30(c) compared to Figure 5.30(b). We can imagine that if the collimated radiation was coming in at a -3.0-deg angle, the

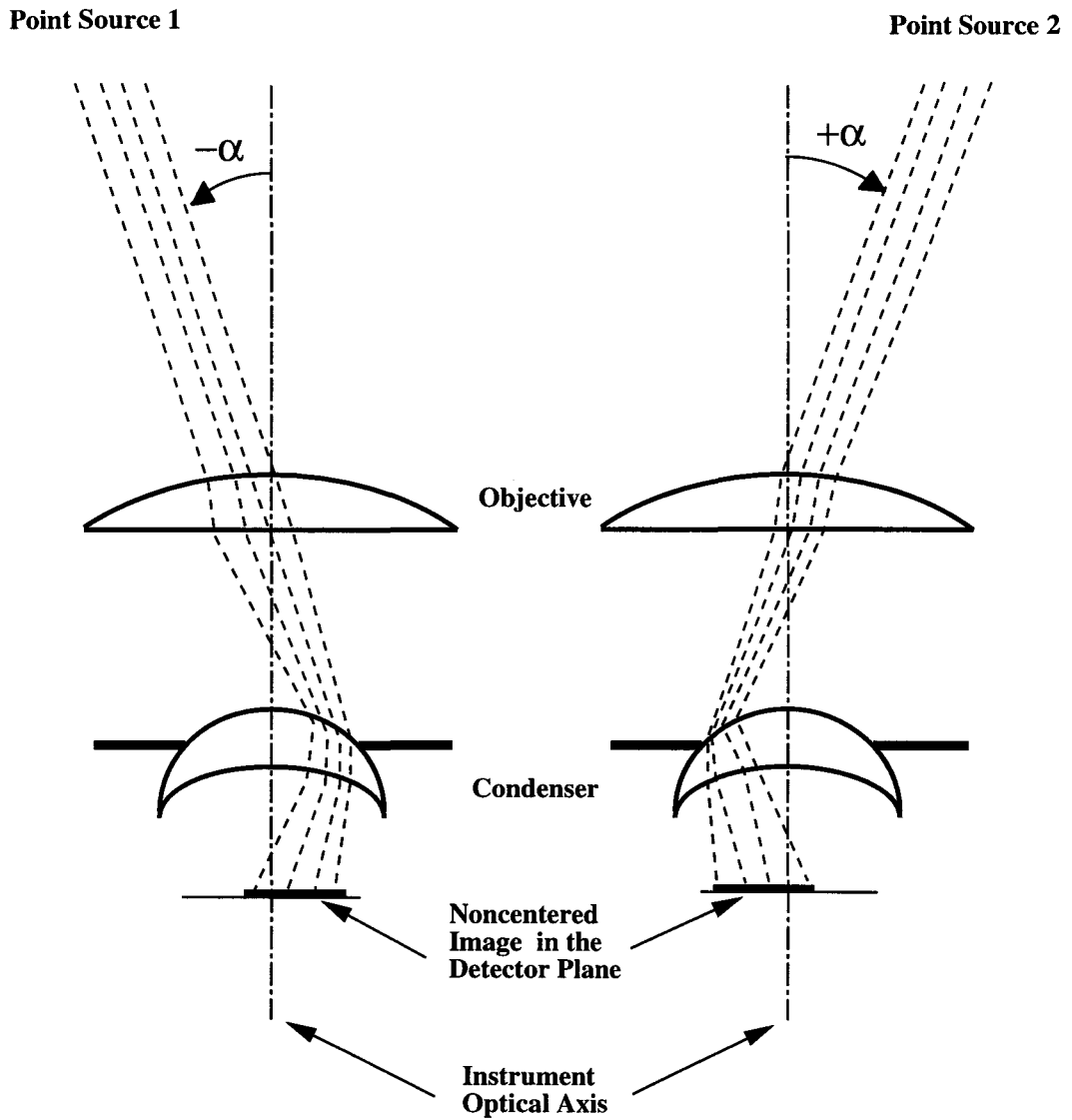


Fig. 5.39: Illustration of the optical path of collimated radiation associated with two point sources symmetrical about the instrument optical axis.

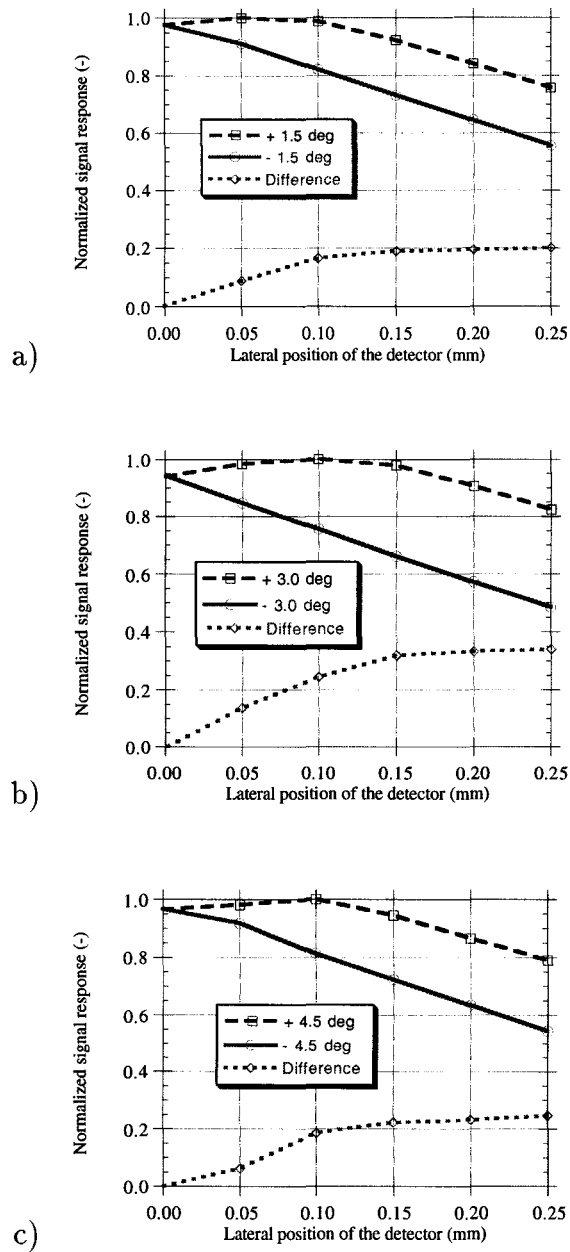


Fig. 5.40: Normalized signal response of the instrument as a function of lateral position of the detector with respect to optical axis as the instrument is illuminated by non-centered point sources. The angle of incidence is (a)  $\pm 1.5$  deg, (b)  $\pm 3.0$  deg and (c)  $\pm 4.5$  deg from the optical axis.

illuminated area would just be shifted up instead. Now consider that in the present numerical experiment, the detector is progressively shifted down.

In each plot of Figure 5.40, the solid line shows the change in instrument response as the detector is moved down, away from the optical axis, for point source 1 shown in Figure 5.39. This has the effect of shifting the illuminated area up. This is why the response starts to decrease as soon as the detector is shifted. The long-dashed line corresponds to point source 2 in Figure 5.39. As the detector is shifted down, the instrument signal first increases, reaches a maximum and then starts to decrease. The short-dashed line corresponds to the difference in normalized instrument response between the two point sources.

In Figure 5.40(b), corresponding to incidence angles of  $\pm 3.0$  deg, the maximum signal on the dashed line is reached at 0.1 mm which corresponds to the shift in the illuminated area shown in Figure 5.30(b). For this detector position, the difference in signal between the two sources is 25 percent. Recall when a diffuse source was used, a 0.1-mm shift only produced a 10-percent decrease in the signal which is not easily detectable. For a 0.05-mm shift the difference in signal is about 15 percent when using point sources whereas it was virtually zero with the diffuse source.

Similar comments can be made about Figure 5.40(a) and (c). However, the  $\pm 3.0$ -deg incidence seems to produce the most notable difference between the two point sources. For a smaller angle, the difference is less significant whereas for a larger angle the limit of the FOV introduces other optical effects which perturb the experiment.

### 5.5.7 Characterization of the Radiative Performance

As mentioned in the description of the CLIMAT radiometer, the instrument is not temperature controlled. This was a design choice motivated by the necessity to develop an instrument with longterm autonomy while functioning solely on batteries. Because the radiometer is an automated field instrument, it is likely to be submitted to an environment with progressive but large temperature variations, due for



instance to the diurnal cycle of solar radiation.

The instrument was designed with a concealable gold-deposited mirror which enables the thermal state of the instrument to be monitored by measuring the background signal when the mirror is located in front of the aperture. Such a measurement will be referred to as the mirror mode. The background signal consists of the contribution of each element of the instrument to the radiative power on the detector. The background contribution to the signal is also present when the instrument is monitoring any kind of scene, referred to as the filter mode. The exact contribution to the signal of the radiative field of the scene is obtained by subtracting the signal monitored in mirror mode from the signal measured in filter mode. The instrument can be programmed to execute a mirror-mode measurement for each filter-mode measurement or only when given some specific set of conditions. For example, the temperature of the instrument could be monitored at several locations and the mirror mode could be activated automatically as soon as the temperature is sensed to have changed by a set amount.

The Monte-Carlo model was used to compute the contribution of each element of the instrument optics to the signal absorbed by the detector. This was done by diffusely emitting a large number of energy bundles from the detector surface and tracing them through the instrument until absorbed. This ray-trace and reciprocity (Equation 4.17) were used to compute the distribution factors from each element to the flake. Equation 4.19 was then applied to compute the energy emitted by each surface which is ultimately absorbed by the detector thus defining the background signal.

The model was run to simulate both the mirror mode and the filter mode. Table 5.5 shows the contribution of each element to the signal on the flake for each of the two modes, assuming that the instrument is isothermal at 293 K, or 20°C. The power absorbed by the detector,  $Q_{detector}$ , is computed using Equation 4.19, page 50. The contribution of each set of components depends both on their location and their surface area. In the filter mode, the target contribution is that of a

diffuse source which is at the same temperature as the detector. Note that the total absorbed power is identical in the two modes for this isothermal instrument which confirms the consistency of the Monte-Carlo ray-trace method. Therefore, when an isothermal instrument monitors a scene which has the same brightness temperature as the hot junction of the detector, the net signal will be zero. However, the contribution of some components does vary significantly, in particular, components either located close to the instrument aperture or whose projected surface area is large in the direction of the optical axis. The contribution to the background signal of components associated with the objective housing is multiplied by three in the mirror mode simply because part of the emitted thermal energy reaches the detector after reflection on the mirror. Because the detector and substrate are perpendicular to the optical axis, their contribution is also greatly increased by reflection on the mirror—14 and 1.4 times, respectively. If the instrument is not isothermal, this difference in signal between the mirror and filter mode could be a source of signal contamination.

This is simulated by computing the background signal for an instrument which is not isothermal. To identify the effect of each component, all but one component are assumed to be at the same temperature, 293.0 K, and one component is set at 294.0 K. The total power absorbed is computed for each mode of operation and the difference is obtained. Results are shown in Table 5.6.

The first numerical experiment consist in simulating the monitoring of a scene whose temperature is 294.0 K. The instrument is isothermal at 293.0 K. The actual signal associated with the scene is obtained by removing the background signal, given by the mirror-mode measurement, from the filter-mode measurement. For a scene whose temperature is 1 K above the detector temperature, assuming the effective emissivity of the scene to be identical to that of the detector, the signal produced is 0.24  $\mu\text{W}$ . The data processing involved to recover the actual scene temperature from these measurements can be found in [44].

If the components associated with the objective housing are set 1.0 K higher

Tab. 5.5: Contribution of the various radiometer components to the total radiative power absorbed by the detector in mirror mode and filter mode for an isothermal instrument at 293.0 K.

Component*	Contribution to $Q_{detector}$ ( $\mu\text{W}$ )	
	Mirror Mode	Filter Mode
Scene	-	14.29
Objective Housing	4.71	1.41
Condenser Housing	18.38	18.35
Detector Housing	15.11	15.12
Detector Substrate	8.19	5.83
Detector	9.33	0.65
TOTAL	55.69	55.69

\* Isothermal instrument at 293.0 K

Tab. 5.6: Background signal to the detector for a nonisothermal instrument. One component is set at 294.0 K while all the other components are at 293.0 K.

Component at 294.0 K*	Total $Q_{detector}$ ( $\mu\text{W}$ )		Difference ( $\mu\text{W}$ )
	Mirror Mode	Filter Mode	
Scene	55.69	55.93	0.24
Objective Housing	55.77	55.71	0.05
Condenser Housing	55.99	55.98	0.01
Detector Housing	55.94	55.93	0.01
Detector Substrate	55.82	55.78	0.04
Detector and Scene	55.84	55.93	-0.09

\* The temperature of all elements but the one indicated is 293.0 K

than the rest of the instrument and the scene, the difference between the two mode measurements will not be zero, but rather  $0.05 \mu\text{W}$ . This is due to the fact that in mirror mode these components contribute more to the background signal than in filter mode. For the condenser and detector housings, the difference is not as significant since their contributions are almost identical in the two modes. If the substrate is hotter than the rest of the instrument, it produces a  $0.04\text{-}\mu\text{W}$  bias because the substrate contributes more in mirror mode than filter mode. If the detector itself is set  $1.0 \text{ K}$  higher than the rest of the instrument, the scene temperature also needs to be set at  $294.0 \text{ K}$  in order to be able to compare the signals of the two modes. Because the target is also set  $1.0 \text{ K}$  higher, the filter-mode measurement actually increases more than the mirror-mode measurement, producing a  $-0.09\text{-}\mu\text{W}$  difference. These differences are very significant when comparing them to the target signal, but a  $1.0 \text{ K}$  gradient in the instrument is also very significant. In order to quantify the potential for signal contamination by thermal emission from the instrument structure a study of the temperature distribution in the radiometer would be necessary.

Experimental results have shown [59] that a typical temperature gradient through the instrument would be on the order of  $0.1 \text{ K}$  rather than  $1 \text{ K}$ . However, no quantitative study has been performed and temperature probes have not yet been installed in the instrument structure. Once this is done, the temperature gradient can be monitored and a more accurate estimate of the possible noise due to variations in background emission can be obtained.

## 5.6 Conclusions

Numerical models have been developed to characterize the performance of radiometers used in Earth radiation budget applications.

### 5.6.1 The CERES-like Scanning Radiometer

A high-level end-to-end numerical model of the scanning thermistor bolometer radiometers planned for use in CERES is presented and three modules are described in some detail. Results from the optical/thermal-radiative module verify that the instrument design minimizes the potential for signal contamination by thermal emission from the radiometer structure. They also establish that the instrument's optical system provides relatively uniform weighting over most of its footprint on the Earth while uniformly distributing gathered radiation on the active detector. Very little out-of-field radiation reaches the active detector. The thermistor bolometer dynamic electrothermal module accurately predicts the instrument frequency response characteristics while lending considerable insight into its operation. It also provides convincing data indicating that uncertainties associated with nonequivalence are negligible. The two modules are interconnected so that the optical/thermal-radiative module can scan a given scene to present a time series of inputs to the thermistor bolometer dynamic electrothermal module. This capability is used to define the instrument point spread function taking into account both the instrument optics and the thermal and electronic time responses of the detector unit. The conductive model predicts the transient temperature distribution of the instrument structure during a scan cycle. Results obtained using this model verify that the potential for contamination of the signal by background thermal noise is negligible. Finally the capabilities of the integrated optical/thermal-radiative and dynamic electrothermal modules are demonstrated by scanning a realistic Earth scene whose radiative field has been computed from a Monte-Carlo ray-trace analysis of the radiative transfer in the atmosphere. For example, it is demonstrated that registration errors between channels during a typical Earth scan does not introduce significant bias if the error is within CERES specifications.

### 5.6.2 The CLIMAT Infrared Field Radiometer

A Monte-Carlo-based ray-trace model characterizing the optical and radiative performance of a radiometer is used to assist the development of an infrared field radiometer at an early stage. The model is used to verify the instrument optical principle. The optimum relative positions of the optical components along the optical axis of the instrument are established and the tolerance is determined given the required detector sensitivity. The results from numerical simulations are found in good agreement with the positions and tolerances estimated by the manufacturer. For example, the detector must be positioned within  $\pm 0.05$  mm of its optimum position to gather more than 99 percent of the detectable energy. The instrument field of view and optical point spread function are determined experimentally and found to be asymmetric. Results from the model show that the asymmetry can be explained either by a noncentered detector or a rotated condensing lens. A method using two point sources instead of one diffuse source is proposed to reduce assembly uncertainties. The procedure and the advantages are demonstrated using the optical model. Finally the thermal/radiative performance of the radiometer is characterized. The procedure for eliminating background signal due to thermal emission of the structure is found to be suitable only if the instrument is isothermal. A 1-K temperature gradient through the instrument introduces a significant error in the procedure. However realistic temperature gradients in the instrument have not yet been determined experimentally.

## **Partie / Part II**

# **Protocoles d'Interpretation des Données du Bilan Radiatif de la Terre**

## **Earth Radiation Budget Data Interpretation Protocols**

## Chapitre / Chapter 6

# Traitement secondaire des données ERBE

L'interprétation des données de télédétection des composantes du bilan radiatif de la Terre, appelé communément traitement des données, peut être défini comme la conversion du signal de sortie de la sonde radiométrique en une estimation du flux radiatif au sommet de l'atmosphère. Le traitement des données du bilan radiatif de la Terre peut être séparé en deux sous-ensembles distincts.

Dans le traitement primaire des données, la première étape est de retrouver une luminance mesurée à partir du signal de sortie de l'instrument. Cette étape consiste à convertir le signal de la sonde en une grandeur physique correspondant à la luminance incidente sur le détecteur en utilisant des données d'étalonnage. La deuxième étape est de convertir cette *luminance filtrée* en une mesure de la luminance quittant le sommet de l'atmosphère en direction du satellite, en utilisant des corrections spectrales qui dépendent de la scène observée. Le produit qui en résulte est appelé *luminance non filtrée*.

Les étapes suivantes font partie du traitement secondaire des données. Elles peuvent être définies comme une suite de procédures appliquées pour compenser l'échantillonnage limité des paramètres de la télémessure. Par exemple, la plupart des sondes radiométriques utilisées dans l'étude du bilan radiatif de la Terre n'échantillonnent



qu'une petite fraction du champ radiatif de la Terre. La première étape du traitement secondaire des données est l'identification de la scène observée à l'aide d'un couple de luminances—correspondant aux domaines spectraux solaire et tellurique—en terme d'une classification prenant en compte le type géographique de la surface et le type de couverture nuageuse [60]. La deuxième étape est appelée inversion et consiste à convertir les luminances non filtrées en une estimation du flux radiatif au sommet de l'atmosphère en utilisant des données caractérisant l'anisotropie du champ radiatif de la scène identifiée à l'aide des modèles de dépendance angulaire [26]. La couverture spatiale de la Terre par des satellites à orbite polaire est supposée complète alors que l'échantillonnage temporel est nécessairement incomplet de par le nombre limité de satellites simultanément en orbite. Les satellites typiquement utilisés dans l'étude du bilan radiatif de la Terre ne fournissent qu'une à deux mesures par jour et par région géographique observée, ce qui est insuffisant pour prendre en compte la variabilité diurne du champ radiatif. La troisième étape consiste donc à utiliser un algorithme d'interpolation temporelle qui modélise la variabilité du champ radiatif de la scène identifiée entre deux observations successives pour compenser le faible échantillonnage temporel [61]. Cet algorithme permet en outre de calculer les moyennes journalières, hebdomadaires et mensuelles des composantes du champ radiatif de la Terre.

Le traitement secondaire est donc composé de trois étapes successives et distinctes mais pas indépendantes. L'identification de la scène a des répercussions sur les étapes suivantes du traitement secondaire car les modèles de dépendance angulaire sont définis en fonction du type de scène. Pour que la conversion de la luminance non filtrée en flux radiatif au sommet de l'atmosphère soit satisfaisante, il faut donc que la scène ait été correctement identifiée. De plus l'algorithme d'interpolation temporel se base aussi sur les modèles angulaires pour estimer les flux compris entre deux mesures successives.

La partie II de cette thèse concerne principalement l'algorithme d'interpolation temporel, cependant il est nécessaire de bien comprendre les phénomènes de varia-

bilité angulaire du champ radiatif de la Terre avant d'aborder la prise en compte des variations temporelles.

## 6.1 Modèles de dépendance angulaire

Les mesures de rayonnement de la Terre et des nuages à partir d'instruments à champ étroit embarqués sur satellite, sont généralement confinées à certaines heures locales et à des géométries d'observation spécifiques, dépendantes des contraintes de l'orbite et de l'instrumentation. En connaissant la dépendance angulaire du rayonnement émis et réfléchi d'une surface, le flux total sortant au sommet de l'atmosphère dans toutes les directions peut être déduit d'une seule observation [62]. Par conséquent, l'incertitude liée à la dépendance angulaire du rayonnement émi et réfléchi de la Terre et des nuages est un facteur limitant dans la détermination du bilan radiatif de la Terre [63]. Un des objectifs de l'expérience de bilan radiatif de la Terre sur le satellite Nimbus-7 a été de développer des modèles représentant cette dépendance angulaire.

Les limitations des modèles angulaires préalables à ceux développés pour ERBE étaient dues principalement à l'échantillonnage limité en angles d'observation et en conditions d'illumination des données analysées. L'instrument à bord de Nimbus-7 et ses caractéristiques d'observation ont été spécialement conçues pour produire un nombre important de données de haute qualité permettant de développer un ensemble complet de modèles angulaires d'émission et de réflectance.

Les modèles angulaires nécessaires à la mission ERBE ont été développés à partir de données du scanner de Nimbus-7 [64] et d'analyses de mesures du satellite GOES [65]. Pour développer ces modèles, 61 jours de données ont été échantillonnés sur la période du 17 Novembre 1978 au 12 Septembre 1979. Cet échantillon a permis de prendre en compte le plus grand nombre d'angles d'observation, d'illumination et de conditions saisonnières au-dessus des surfaces les plus couramment observées. Idéalement les modèles devraient être basés sur des mesures réalisées

avec un échantillonnage complet des angles de visée, des angles solaires, et des types géographiques répartis uniformément sur le globe. Bien que Nimbus-7 et GOES aient permis d'obtenir l'ensemble de données le plus complet du moment, chaque ensemble comprend des biais liés aux caractéristiques des orbites utilisées.

L'expérience de bilan radiatif de la Terre de Nimbus-7 a produit ses données à partir d'une orbite héliosynchrone à midi. Ces données couvrent bien tous les types de scènes à toutes les latitudes, mais il existe une forte corrélation entre la géométrie d'illumination et la latitude. De plus, tous les angles solaires ne sont pas échantillonnés. Les données du satellite GOES proviennent d'une orbite géostationnaire. Chaque scène est donc observée sous tous les angles solaires ; par contre l'angle d'observation est directement lié à la position géographique et seulement 20 % de la surface du globe est couverte. Les modèles angulaires ERBE ont donc été construits en combinant les données de Nimbus-7 et de GOES.

### 6.1.1 Propriétés des modèles angulaires

Les modèles angulaires dans le domaine spectral des ondes courtes sont définis dans le système de coordonnées montré dans la Figure 6.1. Le plan principal est composé à partir du vecteur représentant le rayon se propageant du Soleil vers la surface et du vecteur normal à cette surface. Les angles zénithaux sont mesurés à partir de la normale à la surface observée—l'axe des  $z$  sur la Figure 6.1). Pour un rayon émergent, vers le satellite par exemple, l'azimut relatif est mesuré à partir du plan principal du côté opposé au Soleil. Ainsi, la réflexion avant correspond à un azimut nul et la réflexion arrière à un angle azimutal de  $180^\circ$ .

Pour décrire les variations angulaires de la luminance, les coordonnées angulaires sont divisées en boîtes angulaires, le modèle représentant des valeurs moyennes pour ces boîtes. Les boîtes angulaires de l'angle solaire zénithal, de l'angle zénithal d'observation et de l'azimut relatif sont définies comme dans le document de la NASA [26]. On fait l'hypothèse d'une symétrie autour du plan principal pour l'angle azimutal.

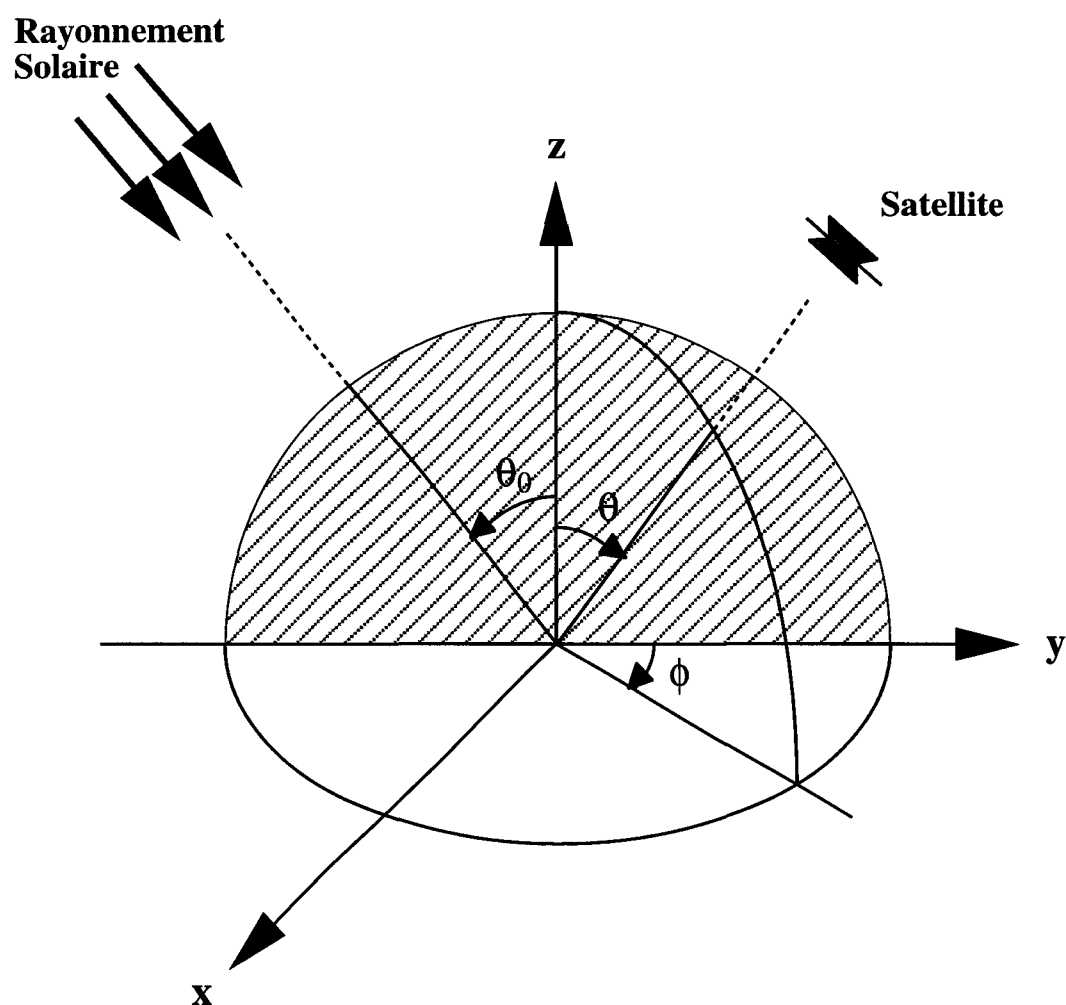


Fig. 6.1: Système de coordonnées dans lequel les modèles angulaires sont définis. La partie hachurée représente le plan principal. L'azimut relatif entre le soleil et le satellite,  $\phi$ , est mesuré à partir du plan principal du côté opposé au soleil. Les angles zénithaux,  $\theta_0$  et  $\theta$  sont mesurés à partir de la normale à la surface observée.

Les modèles angulaire ERBE dépendent du type de la scène observée. Les types de scènes identifiés par le sous-système d'inversion de ERBE sont définis à partir de cinq types géographiques et quatre types de couverture nuageuse. Les types géographiques utilisés dans des conditions de ciel clair sont *océan*, *terre*, *neige*, *désert* et *côte*. Les régions côtières sont supposées être composées de 50 % d'océan et 50 % de terre. Les types de couverture sont *partiellement nuageux* (*partly cloudy*), *fortement nuageux* (*mostly cloudy*) et *couvert* (*overcast*). Pour les scènes partiellement et fortement nuageuses, il n'y a pas de distinction entre les géotypes *terre*, *neige* et *désert*. Pour les scènes complètement couvertes, le géotype n'est pas considéré. Cette classification définit donc douze types de scènes, indiqués dans le Tableau 6.1.

Les modèles de dépendance angulaire ERBE sont définis pour chaque type de scène. Ils ne sont donc pas des fonctions explicites de l'altitude et l'épaisseur optique des nuages. On estime cependant que les propriétés des nuages sont incluses implicitement dans la classification ERBE. Ces modèles sont supposés représentatifs de l'anisotropie du champ radiatif de la Terre et en particulier de la couverture nuageuse uniquement quand on les applique à un grand nombre d'observations [60]. Les modèles nécessaires à l'identification de scènes et à la conversion des luminances ondes courtes mesurées par satellites en flux au sommet de l'atmosphère sont définis à partir de paramètres bidirectionnels et directionnels.

### 6.1.2 Fonction de réflectance bidirectionnelle

Les paramètres du modèle bidirectionnel sont définis à partir de l'équation qui relie la luminance  $L$  au flux  $M$ ,

$$M(\theta_0) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} L(\theta_0, \theta, \phi) \cos \theta \sin \theta d\phi d\theta . \quad (6.1)$$

La fonction anisotropique  $R$  est définie comme le rapport du flux lambertien équivalent au flux réel

$$R(\theta_0, \theta, \phi) = \frac{\pi L(\theta_0, \theta, \phi)}{M(\theta_0)} . \quad (6.2)$$

Tab. 6.1: Définition des types de scène ERBE en fonctions des types géographiques et des couvertures nuageuses.

Type de Scène	Type géographique	Type de couverture nuageuse	Fraction de couverture nuageuse (%)
1	Océan	Clair	$0 \leq C \leq 5$
2	Terre		
3	Neige		
4	Désert		
5	Côte		
6	Océan	Partiellement Nuageux	$5 \leq C \leq 50$
7	Terre, Neige, Désert		
8	Côte		
9	Océan	Fortement Nuageux	$50 \leq C \leq 95$
10	Terre, Neige, Désert		
11	Côte		
12	Tous types	Couvert	$95 \leq C \leq 100$

Ainsi  $R = 1$  si la luminance est lambertienne, soit indépendante des angles zénithaux d'observation et des azimuts relatifs. La condition de normalisation de  $R$  est obtenue en combinant les Equations 6.1 et 6.2

$$\frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} R(\theta_0, \theta, \phi) \cos \theta \sin \theta d\phi d\theta = 1. \quad (6.3)$$

En général, le facteur d'anisotropie de chaque type de scène montre peu de variations dans les trois premières boîtes angulaires de l'angle solaire zénithal. Pour des angles solaires élevés, on constate une augmentation significative de l'anisotropie avec l'angle solaire, comme par exemple l'effet de l'augmentation de la luminance au limbe (*limb brightening*). Il y a cependant deux exceptions à ce comportement caractéristique. Dans les premières trois ou quatre boîtes angulaires, les scènes de type océan montrent un effet de réflexion spéculaire à la surface proche de l'angle zénithal du Soleil dans la direction de diffusion avant. Cet effet de réflexion spéculaire peut être vu même dans les conditions de forte couverture nuageuse. L'autre exception correspond aux scènes de type neige pour lesquelles le facteur d'anisotropie décroît dans les premières boîtes angulaires. De manière générale, on peut dire que l'anisotropie de la réflectance est la plus marquée dans le plan principal, c'est-à-dire pour des azimuts relatifs de  $0^\circ$  et  $180^\circ$ . Une description plus complète des propriétés de réflectance de la Terre et des nuages est disponible dans [64].

### 6.1.3 Albédo directionnel

Les paramètres du modèle directionnel sont l'albédo en fonction de l'angle solaire zénithal, ainsi que l'albédo normalisé. L'albédo, nom masculin, du latin *albus* (*blanc*), est la fraction de la lumière reçue que réfléchit ou diffuse un corps non lumineux. L'albédo est défini par

$$A(\theta_0) = \frac{M_r(\theta_0)}{(\cos \theta_0) E_0}, \quad (6.4)$$

où  $M_r$  est le flux ondes-courtes réfléchi et  $E_0$  est la constante solaire corrigée des fluctuations de la distance Terre-Soleil. On définit l'albédo normalisé  $\delta(\theta_0)$  comme

le rapport de l'albédo  $A(\theta_0)$  à l'albédo équivalent dans les conditions d'angle solaire zénithal nul,

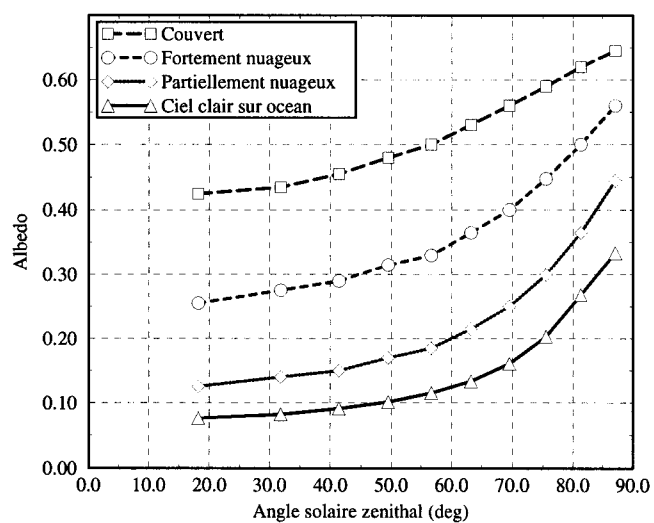
$$\delta(\theta_0) = \frac{A(\theta_0)}{A(\theta_0 = 0)}. \quad (6.5)$$

Le modèle directionnel est alors défini par une fonction normalisée et une valeur de référence correspondant à l'albédo pour un Soleil au zénith.

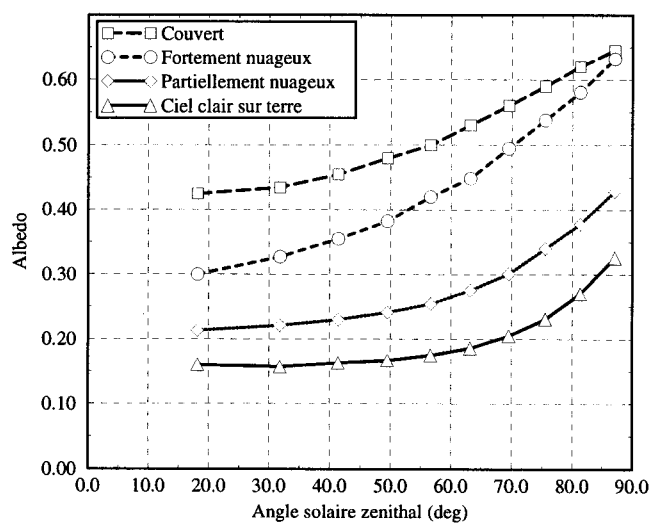
L'albédo augmente avec l'angle solaire zénithal pour tous les types de scènes sauf la neige. Le modèle représentant des scènes entièrement nuageuses est très proche de celui des scènes de type océan couvert car leur population en terme statistique est très largement dominante. Ainsi le modèle couvert correspond plutôt à un modèle océan couvert.

La Figure 6.2(a), produite à partir des données de [26], montre les modèles directionnels sur l'océan. Les albédos des scènes couvertes et fortement nuageuses sont séparés de 0.18 à de faibles angles solaires zénithaux et de 0.10 dans la dernière boîte angulaire. Cette séparation représente correctement les albédos moyens dans ces conditions sur l'océan. Les modèles directionnels sur la terre sont indiqués dans la Figure 6.2(b). Les deux courbes des scènes couvertes et fortement nuageuses sont séparées aux maximum de 0.12 dans la première boîte angulaire et convergent rapidement à des angles solaires zénithaux élevés. Une mauvaise identification de la scène, en type *overcast* plutôt que *mostly cloudy* ou vice-versa, associée à une mesure effectuée sous faible élévation solaire—fort angle solaire zénithal, aura un effet très important sur les valeurs des flux extrapolés à partir de cette mesure car la sensibilité de la valeur extrapolée au choix du modèle angulaire est d'autant plus importante que les courbes sont divergentes. En utilisant le modèle angulaire *overcast*, à la place de *mostly cloudy*, dans le calcul d'un flux à midi à partir de l'extrapolation d'un flux estimé à 6h30 le matin, le résultat sera supérieur de 40 %. La mauvaise utilisation des modèles angulaires peut donc être une source d'erreur très significative.





a)



b)

Données issues de [26]

Fig. 6.2: Variation de l'albédo régional ERBE en fonction de l'angle zénithal solaire. La surface sous-jacente est de géotype (a) Océan et (b) Terre.

### 6.1.4 Classification de la nébulosité

Les variations diurnes de la couverture nuageuse peuvent être de plusieurs types :

- Le taux de couverture nuageuse, c'est-à-dire des fractions claires et couvertes d'une région,
- L'épaisseur optique des nuages,
- L'altitude et la composition microphysique des nuages,
- La morphologie des nuages.

La classification en couverture nuageuse pour ERBE ne sépare pas explicitement ces différents types de variations, cependant les variations de l'épaisseur optique, par exemple, sont prises en compte implicitement lorsqu'on passe d'une classe à l'autre. Ainsi la classe *partly cloudy* représente, non seulement un taux de couverture nuageuse peu important, mais aussi une épaisseur optique faible. Par exemple, deux pixels, l'un complètement couvert par des nuages excessivement fins, et l'autre partiellement couvert par des nuages légèrement plus opaques, peuvent être classifiés de manière identique. Une étude récente par [66] suggère que les propriétés de réflectance des nuages dépendent fortement du caractère tridimensionnel du champ nuageux, surtout dans le cas de couverture partielle.

## 6.2 Algorithme de moyennes temporelles

Pour des échelles spatiales zonales et globales, pour des échelles temporelles basées sur une année, une saison ou un mois, la variabilité du champ radiatif de la Terre est due principalement au cycle annuel de la distance Terre-Soleil et au mouvement du point subsolaire par rapport à l'équateur. Cependant, étant donné que les satellites n'observent pas toutes les parties de la Terre simultanément, les tentatives de détermination des moyennes mensuelles et saisonnières impliquent une modélisation des variations diurnes du champ radiatif terrestre à l'échelle régionale.

Les variations diurnes du rayonnement solaire incident, par exemple, sont si prononcées que même dans un intervalle de temps d'une heure on ne peut pas faire l'hypothèse de constance de l'ensoleillement. De même, selon les régions, les variations diurnes de la couverture nuageuse peuvent être aussi très significatives.

### **6.2.1 Description de l'algorithme d'interpolation et extrapolation temporelle dans le domaine spectral des ondes courtes**

Pour déterminer la variation diurne du flux solaire réfléchi à partir d'une ou plusieurs mesures de flux par jour à l'échelle régionale, il faut prendre en compte toutes les variations diurnes qui peuvent affecter le rayonnement solaire réfléchi vers l'espace. Il s'agit bien sûr de la variation du flux solaire incident, mais aussi des propriétés réfléchissantes du système Terre/atmosphère. Dans les expériences de bilan radiatif précédant ERBE, l'albédo journalier dans une région donnée était pris égal à la valeur de l'albédo à l'instant de la mesure. On sait cependant que l'albédo est une fonction de l'angle solaire zénithal et fortement dépendante des caractéristiques météorologiques de la scène observée.

Dans l'expérience ERBE les variations de l'albédo en fonction de l'angle solaire zénithal sont donc représentées par un modèle directionnel. Chaque région observée—une région étant limitée à  $2.5^\circ$  de longitude et  $2.5^\circ$  de latitude—est composée de différents types de scène, auxquels sont associés des modèles directionnels différents. Les scènes sont supposées être déterminées correctement par le sous-système d'inversion [60] et le flux solaire réfléchi correspondant a été déterminé à l'aide d'un ensemble de fonctions de réflectances bidirectionnelles qui décrivent le comportement de chacune de ces scènes pour des valeurs données d'angle solaire zénithal, d'angle zénithal d'observation et d'azimut relatif entre le Soleil et le satellite.

Pour un passage du satellite à l'instant  $t$ , il existe  $N$  visées par le radiomètre à

balayage qui tombent à l'intérieur d'une région donnée. Le nombre de pixels,  $N$ , compris dans une région dépend de l'angle d'observation. Chaque pixel est classifié selon les types de scène,  $i$ , définis dans le Tableau 6.1. On calcule pour la région, la fraction  $f_i$  de chaque type de couverture nuageuse,

$$f_i = \frac{N_i}{N}, \quad (6.6)$$

où  $N_i$  est le nombre de pixels de la région associé au type  $i$  et  $N$  est le nombre total de pixels. En supposant que chaque pixel contribue linéairement au flux solaire réfléchi moyen de la région, on a

$$M_{SW}(t) = E_0(t)\mu(t) \sum_{i=1}^4 \alpha_i(t)f_i(t), \quad (6.7)$$

où  $E_0(t)$  est la constante solaire corrigée des variations de la distance Terre-Soleil. Sa valeur pour une unité astronomique est actuellement estimée à  $1368 \text{ W/m}^2$ . Ses variations étant très lentes par rapport à celles du cycle solaire diurne, on n'utilise dans les équations qu'une seule valeur pour le jour  $d$  que l'on note  $E_0(d)$ . Le cosinus de l'angle solaire zénithal  $\mu(t)$  est défini par

$$\begin{aligned} \mu(t) &= \cos \theta_0(t) & 0^\circ \leq \theta_0(t) \leq 90^\circ \\ \mu(t) &= 0 & \theta_0(t) \geq 90^\circ. \end{aligned} \quad (6.8)$$

Les grandeurs  $\alpha_i(t)$  et  $f_i(t)$  sont respectivement les albédos et les fractions normalisées des quatre types de couvertures nuageuses de la région.

L'ajustement du flux ondes courtes réfléchi  $M_{SW}(t)$  à une autre heure de la journée  $t'$ , où il n'y a pas de mesure, nécessite la connaissance des variations temporelles de l'albédo et de la composition de la couverture nuageuse. A  $t'$  on a alors

$$M_{SW}(t') = E_0(d)\mu(t') \sum_{i=1}^4 \alpha_i(t')f_i(t'). \quad (6.9)$$

L'application de cette équation à l'analyse des données ERBE implique certaines des hypothèses principales de l'algorithme des moyennes temporelles. D'abord l'identification de scène, issue du sous-système d'inversion, doit être correcte au temps

$t$ ; ensuite la variation de l'albédo avec l'angle solaire zénithal doit être connue; et finalement, les fractions de scènes doivent être identiques aux temps  $t$  et  $t'$ .

Les albédos peuvent être définis par rapport à une valeur de référence correspondant à un Soleil au zénith,

$$\alpha_i[\mu(t)] = \alpha_i(\mu = 1)\delta_i[\mu(t)], \quad (6.10)$$

où  $\delta_i[\mu(t)]$  est la fonction directionnelle normalisée du type de scène  $i$ . L'ensemble des modèles directionnels utilisés dans l'algorithme de moyennes temporelles est donné dans [61].

Ainsi, le flux  $M_{SW}(t')$  peut être calculé à partir de quantités connues à l'instant de l'observation  $t_{obs}$

$$M_{SW}(t') = E_0(d)\mu(t') \sum_{i=1}^4 \alpha_i[\mu(t_{obs})] \frac{\delta_i[\mu(t')]}{\delta_i[\mu(t_{obs})]} f_i(t'). \quad (6.11)$$

Pour calculer le flux  $M_{SW}(t')$  à partir de la mesure  $M_{SW}(t_{obs})$  on peut aussi appliquer l'Equation 6.9 aux temps  $t'$  et  $t_{obs}$  puis éliminer  $E_0(d)$  entre elles pour obtenir

$$M_{SW}(t') = \frac{\mu(t')}{\mu(t_{obs})} \frac{\sum_{i=1}^4 \alpha_i[\mu(t')] f_i(t')}{\sum_{i=1}^4 \alpha_i[\mu(t_{obs})] f_i(t_{obs})} M_{SW}(t_{obs}). \quad (6.12)$$

Les variations de  $f_i(t)$  n'étant pas modélisées,  $f_i(t')$  est rigoureusement identique à  $f_i(t_{obs})$ .

On voit clairement dans cette équation que si les variations liées à l'angle solaire zénithal ainsi qu'à l'albédo sont prises en compte, les variations de la nébulosité au cours de la journée ne sont guère représentées. Les variations de la couverture nuageuse ne sont prises en compte que si l'on dispose de plusieurs mesures par jour. Dans ce cas, pour une heure locale donnée on calcule le flux à partir des deux observations qui l'encadrent, c'est-à-dire qu'on calcule deux flux  $M_{SW}^{t_{obs1}}(t')$  et  $M_{SW}^{t_{obs2}}(t')$  à partir de l'Equation 6.12. On effectue ensuite la moyenne pondérée des deux estimations pour obtenir le flux  $M_{SW}(t')$  désiré. La pondération est basée sur

les intervalles de temps entre les heures d'observations  $t_{obs1}$  et  $t_{obs2}$  et l'heure locale désirée  $t'$ . Le flux  $M_{SW}(t')$  s'écrit alors

$$M_{SW}(t') = \frac{(t_{obs2} - t')M_{SW}^{t_{obs1}}(t') + (t' - t_{obs1})M_{SW}^{t_{obs2}}(t')}{t_{obs2} - t_{obs1}}. \quad (6.13)$$

Cette pondération fait l'hypothèse que les fractions de scènes observées varient linéairement au cours du temps de l'heure d'observation  $t_{obs1}$  à l'heure d'observation  $t_{obs2}$ . Quand plus d'une mesure est disponible par jour, cette pondération peut être considérée comme une amélioration par rapport à l'hypothèse de météorologie constante au cours de toute la journée.

La Figure 6.3 représente des cycles diurnes calculés à partir d'une, deux ou trois mesures en utilisant les Equations 6.12 et 6.13. La Figure 6.3(a) montre trois cycles diurnes calculés à partir de mesures d'un seul satellite, donc principalement à partir d'une mesure ou de plusieurs mesures très rapprochées dans le temps. Le cycle diurne représenté en trait plein est obtenu en utilisant toutes les mesures disponibles. Le cycle diurne associé à la mesure de NOAA-10, par exemple, est calculé uniquement en utilisant l'Equation 6.12 où  $M_{SW}(t_{obs})$  est la valeur indiquée à 6h30. De manière similaire, le cycle associé à la mesure de NOAA-9 est calculé principalement à partir de l'Equation 6.12 en utilisant  $t_{obs} = 14h30$  pour calculer les flux entre 5h30 et 14h30 et  $t_{obs} = 16h30$  pour les flux de 16h30 à 18h30. Seule la valeur à 17h30 est calculée en utilisant en plus l'Equation 6.13. Notez maintenant la forme de la courbe en trait plein :

- entre 5h30 et 6h30, elle suit la courbe de NOAA-10,
- entre 6h30 et 12h30, c'est une interpolation entre les mesures de NOAA-10 et ERBS,
- entre 12h30 et 14h30, c'est une interpolation entre les mesures de ERBS et NOAA-9,
- après 14h30, la courbe suit celle de NOAA-9.

La Figure 6.3(b) montre trois cycles diurnes obtenus en combinant les données des satellites deux à deux. On voit clairement l'effet de l'Equation 6.13, c'est à dire l'interpolation entre les données des deux satellites. On peut comparer la courbe obtenue à partir des données NOAA-9 et NOAA-10 de la Figure 6.3(b) à la courbe obtenue à partir des données des trois satellites de la Figure 6.3(a). Il n'y a quasiment pas de différence. La mesure de ERBS n'apporte donc pas, dans ce cas précis, d'information supplémentaire sur les variations diurnes du flux solaire réfléchi .

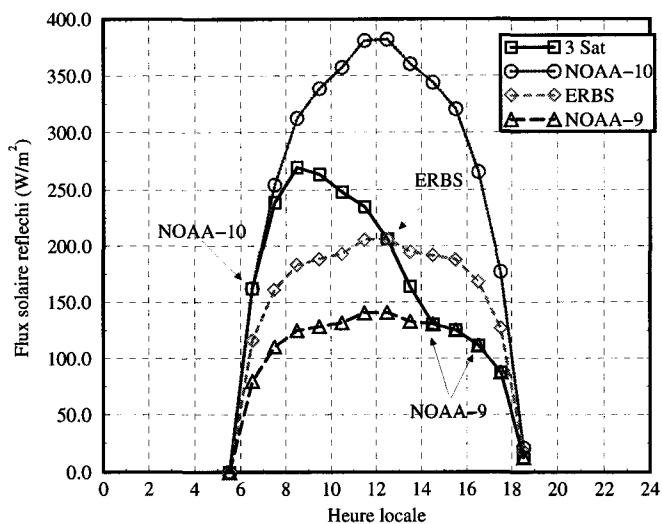
## 6.2.2 Hypothèses de l'algorithme et implications

Les hypothèses sont les suivantes :

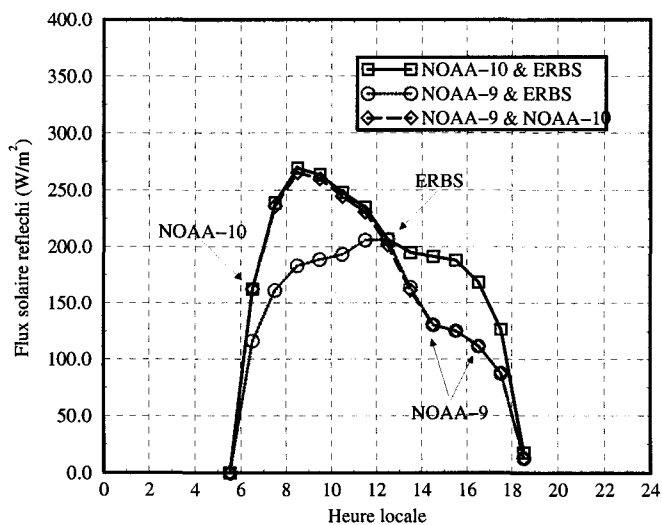
1. Les mesures de luminance sont supposées connues avec une faible incertitude,
2. L'identification de scène obtenue par le sous-système d'inversion est correcte au temps  $t$ ,
3. La variation de l'albédo avec l'angle solaire zénithal est connue, c'est-à-dire que le modèle directionnel est considéré comme correct,
4. Les fractions de types de couverture nuageuse au temps  $t'$  sont les mêmes qu'au temps  $t_{obs}$ .

Les erreurs qui peuvent être impliquées par ces hypothèse sont :

1. La propagation de l'incertitude sur la luminance à travers le traitement des données,
2. Une erreur aléatoire liée à l'incertitude de l'identification de scène,
3. Une erreur aléatoire, voire un biais, lié à l'échantillonnage angulaire des mesures,
4. Une erreur aléatoire, voire un biais, lié à la présence ou non d'un cycle diurne de nébulosité.



a)



b)

Fig. 6.3: Cycles diurnes du flux solaire réfléchi extrapolé à partir de différentes mesures dans la journée ; (a) cas mono- et tri-satellites (b) cas bi-satellite.



Dans cette étude nous allons nous intéresser plus particulièrement aux deux derniers points, c'est-à-dire l'échantillonnage des angles de mesure et les cycles diurnes de la nébulosité. Ensuite nous proposerons une méthode pour parer à la faiblesse de l'algorithme d'interpolation et extrapolation vis-à-vis de la prise en compte de l'évolution diurne de la nébulosité.

## 6.3 Etudes des faiblesses de l'algorithme

Il est reconnu [60] que les estimations de flux sur de courtes périodes, de un à quelques jours, sont entachées d'une incertitude non négligeable. L'algorithme de moyennes spatiales et temporelles de ERBE vient s'inscrire dans une logique qui dit que les incertitudes étant souvent aléatoires, l'erreur sur une valeur moyenne sera toujours plus faible que l'erreur sur les valeurs de l'échantillon. Ceci reste vrai si les erreurs sont réellement aléatoires et si l'échantillon est tel que les erreurs seront compensées dans la moyenne.

### 6.3.1 Éléments d'orbitographie des satellites de ERBE

Cette section a été inspirée par le travail de Capderou [67] sur l'orbitographie et l'échantillonnage temporel des satellites des missions ERBE et ScaRaB. La trajectoire d'un satellite en orbite autour de la Terre est généralement repérée dans un référentiel galiléen. On définit un référentiel galiléen  $Oxyz$  où le point  $O$  est le centre de la Terre, l'axe  $Oz$  est l'axe des pôles vers le pôle Nord, et le plan  $xOy$  est le plan équatorial terrestre. L'orbite du satellite coupe le plan équatorial en deux points appelés respectivement noeuds ascendant et descendant selon que le satellite passe de l'hémisphère Sud au Nord ou inversement. Si l'orbite autour de la Terre n'est pas circulaire, on définit le point de l'orbite le plus éloigné et le plus proche du centre  $O$ , appelés respectivement apogée et périogée. Les grandeurs qui définissent l'orbite d'un satellite autour de la Terre sont

- l'angle de précession, ou la longitude du noeud ascendant,

- l'inclinaison du plan de l'orbite par rapport au plan équatorial,
- l'angle de rotation propre, soit l'élévation du périégée par rapport au plan de l'équateur.

Le mouvement réel d'un satellite autour de la Terre ne peut pas être représenté par une simple trajectoire elliptique. Ce mouvement subit de nombreuses perturbations, dues notamment aux irrégularités de forme de la Terre, comme l'aplatissement aux pôles. Ces perturbations provoquent un glissement du plan de l'orbite autour du centre de la Terre qu'on appelle précession. Ainsi l'angle de précession varie au cours du temps, alors que l'inclinaison du plan de l'orbite reste inchangée [67].

Le nœud ascendant se déplace alors dans le plan équatorial avec une certaine vitesse angulaire. La précession de l'orbite d'un satellite autour de la Terre est fonction de l'altitude moyenne de l'orbite et de son inclinaison. La précession augmente lorsque l'inclinaison et l'altitude diminuent. Un satellite se déplace sur une orbite héliosynchrone quand la vitesse de précession de l'orbite est égale à la vitesse de rotation de la Terre par rapport au Soleil au cours de l'année, soit environ un degré par jour vers l'Est.

Les satellites NOAA-9 et NOAA-10 sont des plateformes héliosynchrones dites à orbites polaires. Ces orbites ne sont pas exactement polaires car elles ne contiennent pas l'axe des pôles, mais l'inclinaison est proche de  $90^\circ$  (voir Tableau 6.2). Dans certains cas il est intéressant d'observer les mêmes latitudes à des heures différentes de la journée d'un jour à l'autre. On utilise des satellites à orbite inclinée, pour lesquels l'altitude et l'inclinaison sont choisies de sorte que la précession de l'orbite permette d'obtenir l'échantillonnage désiré. C'est le cas du satellite ERBS dont l'orbite est inclinée à  $57^\circ$  pour une altitude moyenne de 610 km. La combinaison de ces deux paramètres donne au satellite une période de précession de trente-six jours, c'est-à-dire que l'orbite est décalée de 180 degrés au bout de trente-six jours. Le satellite russe, Meteor-3/7, sur lequel l'instrument ScaRaB a été embarqué, se déplace sur une orbite dont la période de précession est de cent sept jours. Cette lente précession est due à la faible inclinaison de l'orbite ( $83^\circ$ ) et à l'altitude de 1200

Tab. 6.2: Caractéristiques des orbites des satellites de mesure du bilan radiatif de la Terre.

Mission	Satellite	Date Lancement	Inclinaison (deg)	Altitude (km)	Passage à l'Equateur
NIMBUS- ERB	Nimbus-6	03/75	98	850	12h00
	Nimbus-7	07/78	98	850	12h00
ERBE	NOAA-9	12/84	98	850	14h30
	N10	09/86	98	850	7h30
	ERBS	10/84	57	610	Précession
ScaRaB	Meteor-3/7	01/94	82.5	1200	Précession
	Ressurs-1/4	04/97	98	850	matin
CERES	TRMM	08/97	35	350	Précession
	EOS-AM1	Fin 98	81	705	10h30
	EOS-PM1	> 98	81	705	13h30

km.

### 6.3.2 Etude de l'échantillonnage des angles de mesure

L'étude de l'échantillonnage des angles de mesure est un point très important dans l'estimation de la validité des hypothèses de l'algorithme de moyennes temporelles. Une des propriétés importantes des modèles de dépendance angulaire est que ces modèles représentent des anisotropies moyennes provenant d'un nombre important d'observations de nuages. Par conséquent, ces modèles ne peuvent produire des estimations de flux non biaisées que s'ils sont appliqués à un nombre important de mesures de luminances [60]. Un nombre important de mesures implique ici un nombre important de géométries de mesures et d'illumination.

#### 6.3.2.1 Géométrie de mesure

De par la géométrie de leurs orbites, les satellites sont amenés à effectuer des mesures avec un nombre limité d'angles d'observation et pour un nombre limité d'heures locales. Les angles utilisés pour déterminer le flux solaire réfléchi au sommet de l'atmosphère sont au nombre de trois : l'angle solaire zénithal, l'angle zénithal d'observation et l'azimut relatif entre le Soleil et le satellite.

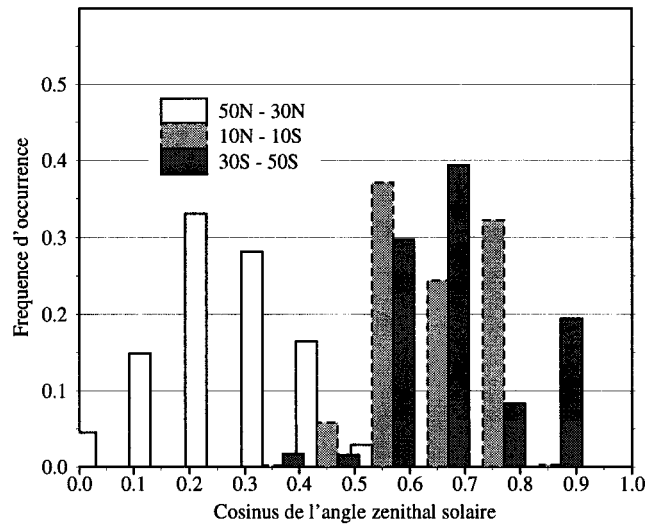
**6.3.2.1.1 L'angle solaire zénithal** est défini dans le plan comprenant le vecteur reliant le Soleil au centre de la surface observée et le vecteur normal à cette surface. L'origine est la verticale du lieu, correspondant à un Soleil au zénith, et l'angle est mesuré dans le sens trigonométrique direct. L'étude de l'échantillonnage des géométries d'illumination se résume à observer la distribution des angles solaires zénithaux des mesures satellitaires. Selon le type de satellite, l'échantillonnage en angle solaire zénithal peut être très différent.

Un satellite héliosynchrone, par définition, est sur une orbite qui précessionne de sorte qu'il coupe une latitude donnée à la même heure solaire chaque jour. Dans l'absolu, l'échantillonnage de l'élévation du Soleil est réduit au minimum, c'est-à-dire

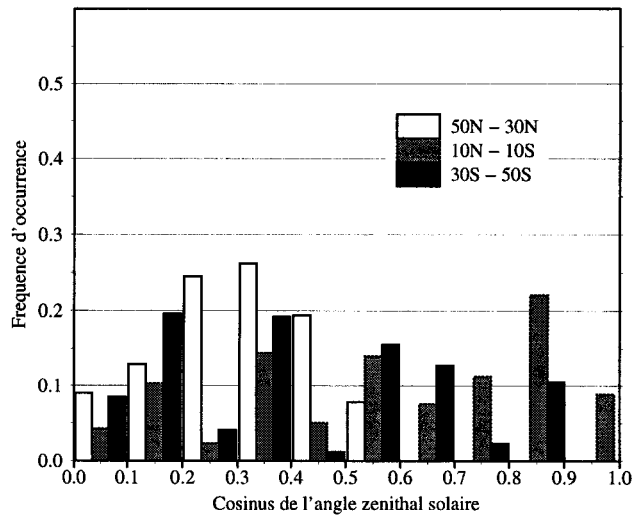
aux variations dues au mouvement orbital de la Terre autour du Soleil. Cependant, les orbites se décalent d'un jour à l'autre et l'heure locale de passage du satellite varie au cours des jours en fonction de la position du satellite par rapport à la verticale du point observé. La Figure 6.4(a) montre la fréquence d'occurrence de l'angle solaire des mesures effectuées par NOAA-9 au cours du mois de décembre 1986 pour trois intervalles de latitudes différents. Les conditions d'illumination sont représentées par le cosinus de l'angle solaire, ce qui permet d'avoir une distribution uniforme des boîtes angulaires sur l'axe des abscisses. On remarque que l'angle solaire zénithal dépend fortement de la latitude. De  $50^{\circ}\text{N}$  à  $50^{\circ}\text{S}$  quasiment toutes les boîtes angulaires sont échantillonnées sauf la première qui n'est jamais observée. On remarque aisément que l'hémisphère Sud correspond à l'hémisphère d'été.

Le Tableau 6.3, réalisé à partir du logiciel IXION de Capderou [67], montre le nombre moyen journalier de passages de jour en fonction de la latitude du satellite NOAA-9, pour le mois de décembre 1986. Chaque courbe correspond à une boîte angulaire en angle zénithal solaire. Seules les cinq dernières boîtes sont représentées, correspondant aux angles solaires les plus proches du limbe. La dissymétrie entre les deux hémisphères est due à la différence entre leurs éclaircissements. Au-delà du cercle polaire de l'hémisphère Nord, il n'y a pas d'enseillement, donc pas de mesures. Dans cet hémisphère, on ne dispose, en moyenne, que d'une mesure par jour quelle que soit la latitude. Par contre, dans l'hémisphère d'été, à partir de  $60^{\circ}$  de latitude, on observe une augmentation brusque du nombre de mesures par jour correspondant à un recouvrement de plus en plus important des traces entre les orbites successives. Le nombre de mesures par jour passe alors de deux à  $60^{\circ}\text{S}$  à onze près du pôle Sud. Cependant, dans ces latitudes, le Soleil est généralement très proche de l'horizon.

Un satellite à orbite inclinée précessionne lentement au cours du mois de sorte que l'heure d'observation d'un point donné évolue d'un jour à l'autre. De par son orbite inclinée, le satellite ERBS permet d'observer 12 heures locales successives en 36 jours. La Figure 6.4(b) montre la distribution des angles solaires zénithaux lors des mesures de ERBS au cours du mois de décembre 1986. On voit, sinon une totale



a)



b)

Fig. 6.4: Fréquence d'occurrence des angles solaires zénithaux des mesures de (a) NOAA-9 et (b) ERBS durant le mois de décembre 1986 (Histogrammes construits à partir de données ERBE).

Tab. 6.3: Nombre de passages de jour, par jour, du satellite NOAA-9 en fonction de la latitude durant le mois de Décembre 1986.

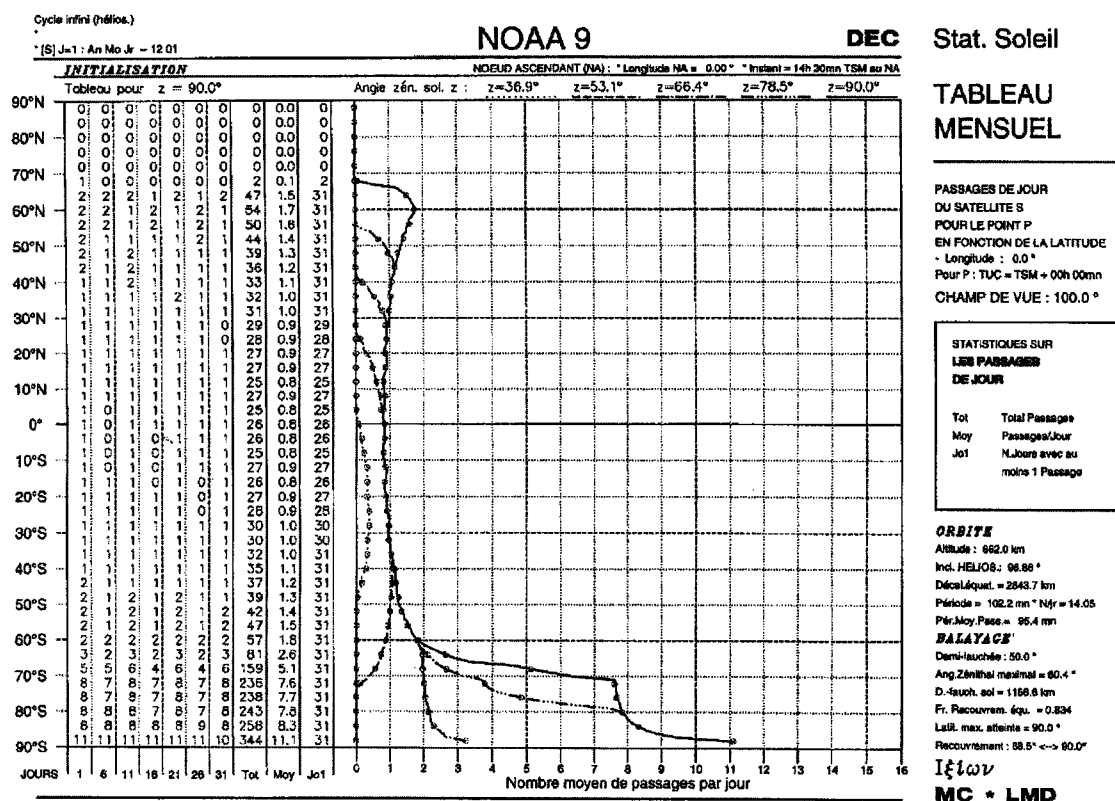


Tableau réalisé à partir du logiciel IXION [67].

uniformité dans cette distribution, du moins une bonne représentation de chaque boîte angulaire. On observe bien sûr toujours la dépendance de l'angle solaire à la latitude.

Le Tableau 6.4 représente le nombre de passage par jour du satellite ERBS en fonction de la latitude. Ces valeurs sont des moyennes pour les mesures de jour du mois de décembre 1986. De par l'inclinaison de son orbite, ERBS ne permet pas d'effectuer des observations au-delà de  $60^\circ$  de latitude. Le nombre d'observation par jour augmente au fur et à mesure que la colatitude augmente atteignant un maximum vers  $50^\circ$  de latitude Sud. La couverture temporelle des régions de moyennes latitudes de l'hémisphère Sud est donc très bonne. On remarque peu de disparité entre les boîtes angulaires de l'angle solaire zénithal, ce qui est dû à la précession de l'orbite au cours du mois.

**6.3.2.1.2 L'angle zénithal d'observation** est défini dans le plan passant par le point observé, directement perpendiculaire à la trace du satellite. L'origine correspond à la verticale du point observé et l'angle est mesuré dans le sens trigonométrique direct. L'échantillonnage de l'angle zénithal d'observation au cours d'un mois est assez complet grâce au décalage de la trace d'un jour à l'autre dû au fait que le nombre d'orbites parcourues chaque jour n'est pas entier.

Le Tableau 6.5 représente la géométrie de mesure des observations de NOAA-9 effectuées entre 14h00 et 15h00 en heure locale. La résolution en latitude est de  $5^\circ$ . Au-delà de  $60^\circ$  de latitude, on remarque que l'angle zénithal varie de moins en moins. Ceci est dû au rapprochement des orbites lorsque le satellite se trouve proche des pôles. Les pôles, par exemple, sont toujours observés avec la même géométrie de mesure. Les angles d'observation ne varient pas d'une orbite à l'autre et donc pas non plus d'un jour à l'autre. Le maximum de variation des angles de mesures d'un jour à l'autre est obtenu, bien sûr, à l'équateur.

**6.3.2.1.3 Azimut relatif entre le Soleil et le satellite.** Pour un satellite à orbite polaire, l'azimut relatif du satellite par rapport à la direction du Nord est



Tab. 6.4: Nombre de passages de jour, par jour, du satellite ERBS en fonction de la latitude durant le mois de décembre 1986

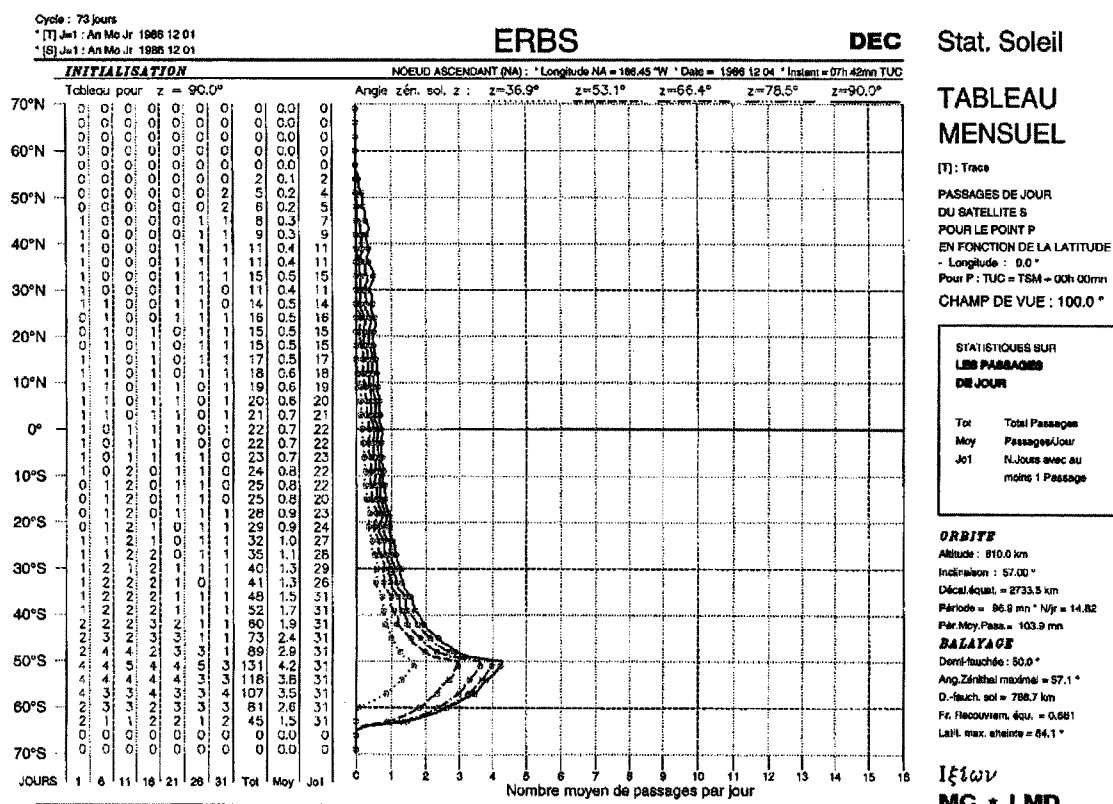


Tableau réalisé à partir du logiciel IXION [67].

Tab. 6.5: Géométrie de mesure des observations du satellite NOAA-9 effectuées entre 14h00 et 15h00 en heure locale durant le mois de décembre 1986

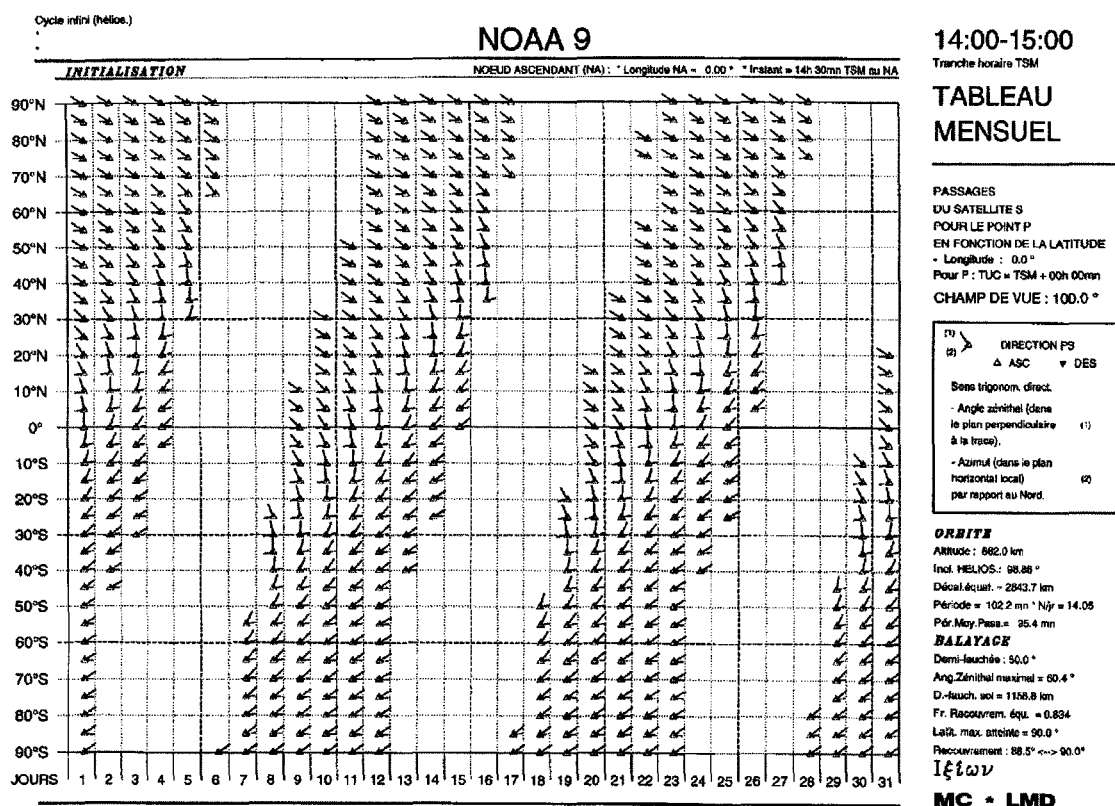


Tableau réalisé à partir du logiciel IXION [67].

toujours proche de  $\pm 90^\circ$ , quelque soit la latitude du point observé. Le signe de l'azimut relatif dépend du signe de l'angle zénithal d'observation, comme le montre la Figure 6.5. Dans le cas d'un nœud ascendant, les deux angles sont de mêmes signes ; pour un nœud descendant, les angles sont de signes opposés. Le signe de ces angles changent lorsque la trace du satellite coupe le méridien des points observés. Le Tableau 6.5 représentant les angles de mesures des observations de NOAA-9, montre très bien cette relation entre l'angle zénithal d'observation et l'azimut par rapport à la direction du Nord.

L'azimut du Soleil par rapport à la direction du Nord, varie en fonction de la latitude. Le signe de l'azimut varie en fonction de l'heure locale, le Soleil étant à l'Est le matin et à l'Ouest l'après-midi. Donc, dans le cas d'un satellite héliosynchrone, à orbite polaire, l'angle azimutal relatif entre le Soleil et le satellite, tel qu'il est défini dans ERBE, dépend uniquement de la latitude.

Sous les moyennes latitudes de l'hémisphère d'été, l'azimut du Soleil est proche de  $\pm 90^\circ$  ; l'azimut relatif entre le Soleil et le satellite est donc soit proche de  $0^\circ$  soit proche de  $180^\circ$ . Les mesures sont, pour la plupart, associées à la première et la dernière boîte angulaire de l'azimut relatif. L'échantillonnage des autres azimuts relatifs est nul à cette latitude.

La Figure 6.6(a) montre l'échantillonnage en angle solaire zénithal et en azimut relatif réalisé par le satellite NOAA-9 au cours du mois de décembre 1986 sous les latitudes comprises entre  $30^\circ\text{S}$  et  $50^\circ\text{S}$ . On remarque une forte dominance des premières et dernières boîtes angulaires en azimut relatif, ainsi qu'une dépendance entre l'angle solaire zénithal et l'azimut relatif. Pour des angles solaires faibles, l'azimut relatif est proche de  $0^\circ$ , alors que pour des angles solaires plus élevés l'azimut est proche de  $180^\circ$ .

La mesure de NOAA-9, en ce qui concerne le domaine spectral des ondes courtes, intervient dans un intervalle de temps limité à quelques heures autour de 15h30. Le Soleil se trouve donc à l'Ouest par rapport à la verticale de la région observée. Le balayage du satellite est perpendiculaire à sa trace, et s'effectue donc quasiment

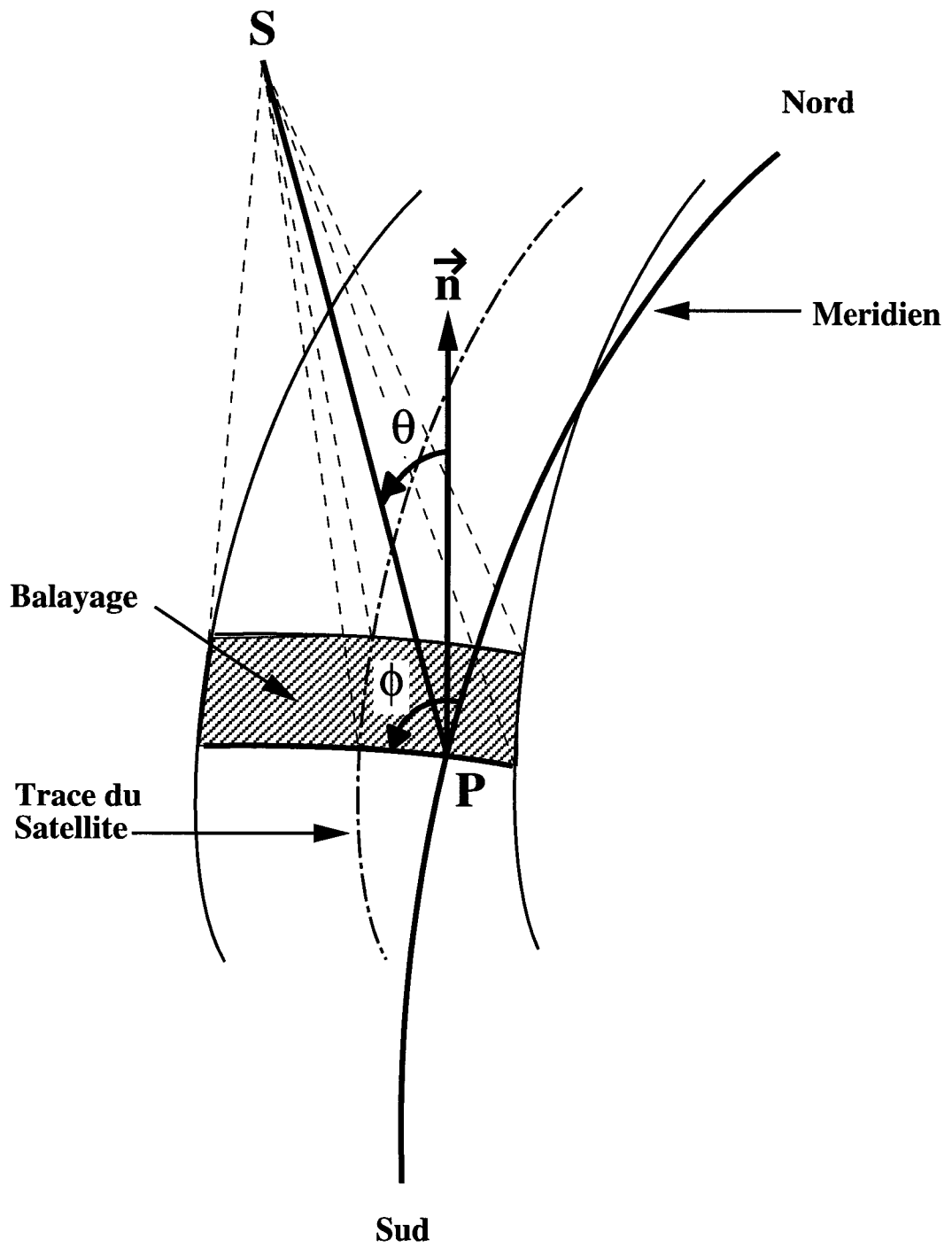
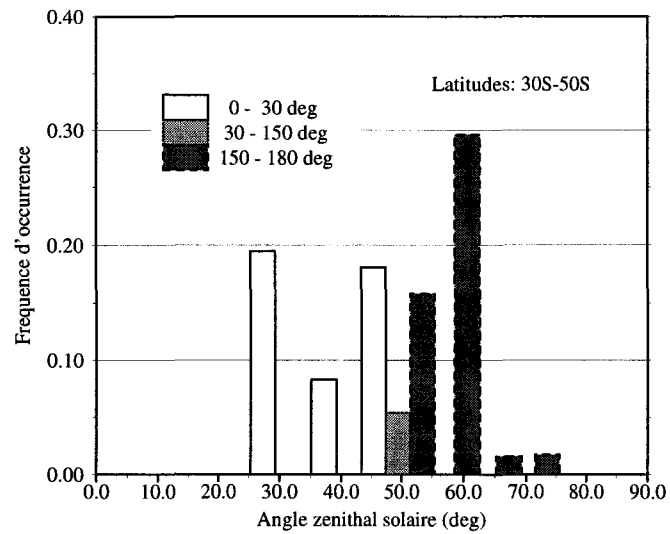
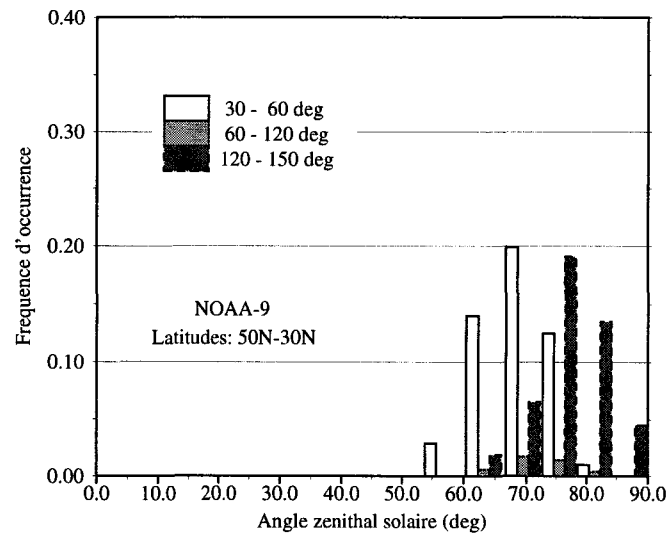


Fig. 6.5: Géométrie de l'angle zénithal et azimutal de mesure du satellite.



a)



b)

Fig. 6.6: Echantillonnage en angle solaire zénithal et en azimut relatif réalisé par le satellite NOAA-9 au cours du mois de décembre 1986 (a) sous les moyennes latitudes d'été—de 30° S à 50° S, et (b) sous les moyennes latitudes d'hiver—de 30° N à 50° N.

selon la direction Est/Ouest. Lorsque le satellite observe des régions vers l'Ouest, il est plus tôt dans l'après-midi, en heure locale, que si les régions sont à l'Est de la trace. De plus, lorsque le satellite balaye vers l'Ouest, l'azimut relatif est proche de zéro, ce qui correspond à mesurer une réflexion avant. Lors d'observation vers l'Est, l'azimut relatif est proche de  $180^\circ$  ; le satellite reçoit alors la réflexion arrière du rayonnement solaire.

La Figure 6.6(b) donne la fréquence d'occurrence des angles solaires zénithaux et des azimuts relatifs correspondant aux mesures du satellite NOAA-9 au cours du mois de décembre 1986 sous les latitudes comprises entre  $30^\circ\text{N}$  et  $50^\circ\text{N}$ . L'azimut relatif est soit dans l'hémisphère de réflexion avant soit dans l'hémisphère de réflexion arrière, selon que le satellite observe à l'Ouest ou à l'Est de sa trace. A ces latitudes, l'azimut du Soleil n'atteint pas  $90^\circ$  ; les boîtes angulaires d'azimut relatif échantillonnées sont donc légèrement différentes de celles de la Figure 6.6(a).

On voit donc que l'échantillonnage des angles de mesure et d'illumination est loin d'être uniforme. En résumé, on peut dire qu'avec un satellite à orbite polaire

- l'échantillonnage de l'angle solaire zénithal est très limité et dépend fortement de la latitude,
- l'angle zénithal d'observation est bien échantillonné au cours du mois,
- l'azimut relatif dépend fortement de la latitude. Pour chaque latitude un nombre très limité de boîtes angulaires est échantillonné. Il existe en outre une forte corrélation entre l'angle solaire zénithal et l'azimut relatif. Par exemple, pour les moyennes latitudes d'été, on remarque que la majorité des mesures est effectuée avec des azimuts relatifs proches de  $0^\circ$  et  $180^\circ$  pour lesquels on sait que l'anisotropie de la réflectance est forte.

**6.3.2.1.4 Albédo, fonction seule de l'angle solaire zénithal.** De part sa définition (c.f. Section 6.1.3), l'albédo ne dépend que de l'angle solaire et pas des angles d'observation. Connaissant le biais d'échantillonnage qui existe pour l'azimut

relatif, il est intéressant de vérifier si la procédure de détermination de l'albédo est réellement indépendante de cet angle. Pour ce faire, et pour éviter d'introduire des incertitudes qui seraient difficilement quantifiables, il faut comparer des albédos régionaux calculés à partir d'un même instrument, sous des latitudes proches, sous des conditions d'éclairement similaires mais dont l'azimut relatif entre l'angle solaire et l'angle d'observation est différent. Ces conditions sont très difficiles à réunir. Le seul échantillon significatif durant le mois de décembre 1986 a été obtenu à partir de mesures de NOAA-10 sous les latitudes allant de  $10^{\circ}\text{N}$  à  $10^{\circ}\text{S}$ .

La Figure 6.7 représente l'albédo régional ainsi que la fréquence d'occurrence correspondant à ces mesures. La courbe et les histogrammes en trait plein correspondent aux mesures obtenues avec un azimut relatif faible, soit des mesures de réflexion avant. Les données représentées en traits discontinus correspondent à des azimuts relatifs forts, soit des mesures de réflexion arrière. L'albédo régional est constitué à partir des albédos de quatre types de scène sur l'océan. La forme générale des deux courbes montrent que l'albédo croît avec l'angle solaire, ce qui correspond bien à la tendance générale des modèles directionnels sur l'océan. Pour trois boîtes angulaires en angle solaire, on dispose de données provenant de deux boîtes angulaires en azimut relatif dont les échantillons sont de taille équivalente.

Pour ces trois points, on remarque une différence significative et cohérente entre les données de réflexion avant et celles de réflexion arrière. Il faut préciser que ces albédos sont des moyennes sur l'échantillon ; si on représente l'intervalle des mesures sur la figure, les deux courbes seront comprises dans cet intervalle. Par contre l'incertitude sur la moyenne est très faible et n'apparaîtrait pas sur la figure. Les albédos obtenus avec un azimut relatif faible sont plus élevés que ceux provenant de mesures de réflexion arrière. La différence relative est proche de 10 %. La fonction de réflectance bidirectionnelle sur l'océan clair contient une valeur très forte correspondant à une réflexion spéculaire des rayons du Soleil. La différence entre les deux courbes de la Figure 6.7 découle probablement d'une erreur systématique dans le modèle de réflectance bidirectionnelle concernant l'importance relative de la

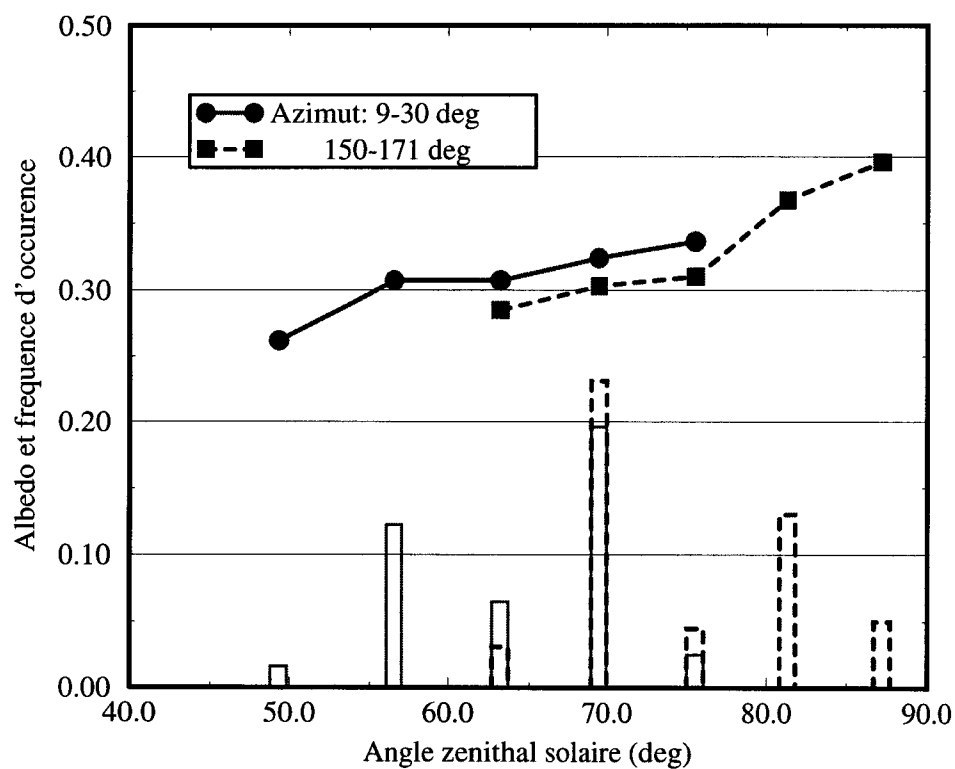


Fig. 6.7: Albédo régional et fréquence d'occurrence issus de mesures de NOAA-10 sous les latitudes comprises entre  $10^{\circ}N$  et  $10^{\circ}S$  pour différentes géométries de mesures.



diffusion avant et arrière sur l'océan.

La dépendance de l'albédo à l'angle zénithal d'observation n'a pas été étudiée car l'échantillonnage est assez complet ce qui ne permet pas d'obtenir des échantillons statistiquement significatifs pour chaque boîte angulaire. Etant donné que l'échantillonnage en angle zénithal d'observation est assez complet une éventuelle dépendance de l'albédo à l'égard de cet angle n'introduira pas un biais mais plutôt une erreur aléatoire donc moins susceptible d'affecter les moyennes mensuelles.

### 6.3.2.2 Biais liés à l'heure de mesure

Y a-t-il une géométrie de mesure plus favorable que les autres pour estimer le cycle du flux solaire réfléchi à partir d'une mesure unique dans la journée ? Il est clair que le flux solaire incident est fonction de l'angle solaire zénithal et que ce flux est maximal quand le Soleil est à son apogée. Cette géométrie est obtenue proche de midi en heure locale. Outre le cycle diurne, il est intéressant d'estimer la valeur totale du flux réfléchi sur un intervalle de temps de l'ordre de la journée ou du mois. Dans le cas d'un calcul du flux journalier la contribution relative de chaque heure est proportionnelle à la valeur du flux de chaque heure. Ainsi une erreur sur la valeur de midi aura beaucoup plus d'impact sur la moyenne du jour qu'une erreur sur la valeur à 6h30 du matin. Dans le cas d'un satellite héliosynchrone, une telle erreur serait systématique et se propagerait donc dans la moyenne mensuelle.

Il y a plusieurs sources d'erreurs dont l'importance dépend de la géométrie de mesure. C'est le cas des erreurs dans le modèle angulaire directionnel, mais aussi dans le calcul du flux instantané. Parmi ces erreurs, l'incertitude sur le modèle angulaire directionnel va se propager de manière systématique de sorte que la moyenne journalière ou mensuelle sera entachée d'un biais. Ce propos peut-être illustré par l'exemple suivant. Admettons que le modèle de variation de l'albédo en fonction de l'angle solaire zénithal sous-estime la dépendance angulaire des scènes classifiées *overcast* [68]. C'est-à-dire que la valeur relative de l'albédo sous des angles solaires très grands par rapport à celle sous un Soleil au zénith est trop faible. Le Ta-

bleau 6.6(a) montre des chiffres représentatifs de la variation de l'albédo donnée par le modèle angulaire entre deux géométries d'angle solaire radicalement différentes. Le cas (1) correspond aux valeurs réelles du modèle. Pour le cas (2), la dépendance angulaire de l'albédo à l'angle solaire zénithal est augmentée de 10 %.

Pour extrapoler un flux à partir d'une mesure, on utilise une version simplifiée de l'Equation 6.12

$$M_{SW}(t') = \frac{\mu(t')}{\mu(t_{obs})} \frac{\alpha[\mu(t')]}{\alpha[\mu(t_{obs})]} M_{SW}(t_{obs}). \quad (6.14)$$

Les extrapolations à partir de mesures effectuées à 6h30 et 11h30 sont illustrées dans les Tableaux 6.6(b) et 6.6(c) respectivement.

Dans le cas du satellite héliosynchrone qui effectue ses mesures à heure locale fixe, une erreur du modèle angulaire implique que les flux des scènes *overcast* seront mal extrapolés de manière systématique. Pour le satellite du matin une augmentation de la dépendance angulaire de l'albédo de 10 % correspond à une baisse du flux à midi d'environ 10 % également soit, dans l'exemple du Tableau 6.6(b), une baisse de 22 W/m<sup>2</sup> en absolu. Pour le satellite de midi, l'augmentation de la dépendance angulaire produit une augmentation du flux calculé à 6h30 de 10 % environ, soit 2 W/m<sup>2</sup>. Donc, à erreur de modèle angulaire égale, l'extrapolation du matin vers midi engendre une erreur dix fois supérieure en terme de flux que l'extrapolation de midi vers le matin.

Il apparaît donc plus favorable d'effectuer des mesures sous un Soleil proche du zénith pour minimiser la propagation de l'erreur du modèle angulaire sur le flux calculé. Il en résulte que, si on compare les satellites de la mission ERBE, la géométrie de l'orbite du satellite NOAA-9 semble plus adaptée que celle de NOAA-10 pour établir le cycle diurne du flux onde courte réfléchi.

### 6.3.3 Etudes des cycles diurnes de la nébulosité

A l'échelle régionale, la météorologie journalière apparaît comme un phénomène fortement aléatoire. En effet dans les modèles ERBE c'est une hypothèse qui est

Tab. 6.6: Illustration des biais liés à la géométrie de mesure. (a) Angle solaire et albédo à 6h30 et 11h30 ; (b) Calcul d'un flux à 11h30 à partir d'une mesure à 6h30 ; (c) Calcul d'un flux à 6h30 à partir d'une mesure à 11h30.

Conditions de mesure			
t (heure locale)	$\mu(t)$	$\alpha_{ov}(t)$ cas 1	$\alpha_{ov}(t)$ cas 2
6h30	0.05	1.00	1.00
11h30	0.95	1.52	1.67

Héliosynchrone de 6h30		
Cas	$M_{SW}(6h30)$ (W/m <sup>2</sup> )	$M_{SW}(11h30)^*$ (W/m <sup>2</sup> )
(1)	20	250
(2)	20	228
Différence		-22

\*calculé par l'Equation 6.14

Héliosynchrone de 11h30		
Cas	$M_{SW}(11h30)$ (W/m <sup>2</sup> )	$M_{SW}(6h30)^*$ (W/m <sup>2</sup> )
(1)	250	20
(2)	250	22
Différence		+2

\*calculé par l'Equation 6.14

souvent faite et qui permet de penser que les effets liés à ce phénomène pourront être moyennés sur des échelles spatiales et temporelles plus importantes.

Cependant diverses études [69, 70] tendent à montrer que, dans de nombreuses parties du globe, des cycles diurnes météorologiques très marqués subsistent pendant plusieurs jours, voire plusieurs semaines ou plusieurs mois. Etant donné les limites en échantillonnage temporel des mesures, ces structures météorologiques persistantes peuvent introduire des biais très significatifs dans les données radiométriques observées.

Ces phénomènes météorologiques sont souvent bien connus et bien étudiés, cependant on ne dispose pas toujours des données quantitatives qui permettraient de les intégrer dans l'étude du bilan radiatif. Ainsi les biais engendrés à l'échelle d'un jour et d'une région ne sont pas nécessairement éliminés lors du calcul de moyennes spatiales et temporelles.

### **6.3.3.1 L'exemple des stratocumulus**

Les stratocumulus, de la famille des nuages stratiformes, sont des nuages qui recouvrent de vastes étendues, de l'ordre de la centaine de kilomètres, que l'on trouve à basse altitude, soit à moins de deux mille mètres, et qui ont des épaisseurs optiques assez importantes.

Les stratocumulus sont, en général, plus réfléchissants que la surface sous-jacente et augmentent ainsi fortement l'albédo planétaire. De par leur faible altitude, la température au sommet du nuage est proche de celle de la surface sous-jacente ; leur présence ne modifie donc pas fortement la quantité de rayonnement thermique qui s'échappe vers l'espace. La combinaison de ces deux effets implique que le bilan radiatif de la planète est très sensible à l'abondance de ce type de nuages.

On rencontre les stratocumulus maritimes dans l'Est du Pacifique Nord et Sud, dans l'Est de l'Atlantique Sud, et dans l'Est des zones de hautes pressions océaniques subtropicales où le vent souffle des moyennes latitudes vers la zone de convergence intertropicale (ITCZ). Ces nuages se forment au-dessus des océans dont la température

de surface est relativement basse et en-dessous de l'inversion de température qui borde la couche limite. Cette zone d'inversion, que l'on suppose maintenue en place par la subsidence dans la branche descendante de la circulation de Hadley, limite la convection stratiforme à la couche limite et maintient le nuage à basse altitude. Avec une inversion de température marquée au sommet de la couche limite, l'humidité qui s'évapore de la surface de l'océan va s'accumuler jusqu'à atteindre la saturation. Une fois le nuage formé, la convection est entretenue par le refroidissement radiatif important au sommet du nuage qui se produit en l'absence d'une couche nuageuse supérieure [71].

Ces nuages stratiformes de basse altitude ont la particularité de suivre un cycle diurne très régulier. Dans [70], il apparaît que le taux de couverture nuageuse est beaucoup plus important le matin que l'après-midi et que cette variation diurne se reproduit de jour en jour pendant plusieurs semaines, voire plusieurs mois. L'hypothèse de météorologie uniforme au cours de la journée, impliquée lors de l'utilisation d'un seul satellite, semble alors ne pas être adaptée. Le manque d'information concernant l'évolution de la couverture nuageuse au cours de la journée pose donc un problème délicat. Les chapitres suivants traitent ce problème en détail.

Outre les problèmes de variations diurnes, la mauvaise connaissance de la nébulosité lors d'une observation satellitaire peut aussi avoir des effets sur la détermination du cycle diurne du flux ondes courtes réfléchi .

### **6.3.3.2 Erreurs liées à l'identification de scène**

Une mauvaise détermination de la nébulosité implique directement une erreur dans les fractions des quatre types de couverture nuageuse. En effet, le sous-système d'identification de scène va déterminer, à l'échelle du pixel, si celui-ci est considéré comme clair, partiellement nuageux, fortement nuageux, ou couvert.

L'effet sur les flux ondes courtes est immédiat car cette classification en type de couverture nuageuse est à la base de l'utilisation des modèles angulaires ERBE. On voit par exemple à travers l'Equation 6.12 qu'une mauvaise identification des

fractions de type de scène,  $f_i[\mu(t_{obs})]$ , implique une erreur dans la détermination des variations diurnes du flux ondes courtes réfléchi. En effet, les modèles angulaires sont des fonctions discrètes qui chacune ont un domaine d'application limité à un type de scène. Une erreur dans la perception de la nébulosité implique ici un mauvais choix de modèle angulaire, soit une erreur dans l'Equation 6.12. L'identification de scène a des répercussions sur toutes les étapes suivantes du traitement secondaire.

### 6.3.3.3 Erreurs liées à la classification des nuages

La classification ERBE de la nébulosité est assez simple. Par exemple, les propriétés intrinsèques des nuages ne sont pas prises en compte explicitement. Cependant, on considère qu'elles sont incluses implicitement. De même, dans chaque type de couverture nuageuse il y a une variabilité significative de la fraction de nuage ; par exemple, pour la classe fortement nuageuse, le taux de couverture nuageuse est compris entre 50 et 95 %. Donc plusieurs types de nuages seront identifiés et classés dans la même catégorie alors que leurs propriétés radiatives diffèrent de manière importante. Si l'apparition de ces nuages est aléatoire, les différences auront peu d'incidence sur le flux moyen mensuel. Par contre, si ces différents nuages apparaissent à différents moments de la journée, de manière régulière, des biais peuvent être introduits dans le calcul des variations diurnes de l'albédo.

Un exemple simple peut illustrer ce problème. Pour le mois de décembre 1986 on dispose de données de type moyenne régionale instantanée—des flux radiatifs moyennés à l'échelle d'une région de  $2.5^\circ$  et associés à une boîte horaire—provenant des trois satellites de la mission ERBE. Le satellite NOAA-9 est héliosynchrone ; il coupe l'équateur dans l'après-midi vers 14h30. NOAA-10 est aussi héliosynchrone mais son heure de passage est 7h30 du matin. ERBS procure des mesures le matin et l'après-midi. Grâce à ces trois satellites on peut distinguer les valeurs d'albédo du matin de celles de l'après-midi.

La région de géotype océan centrée sur  $20^\circ$  Sud de latitude et  $5^\circ$  Est de longitude est connue pour son fort taux de stratocumulus et pour ses cycles diurnes

Tab. 6.7: Comparaison entre les albédos du matin (am) et de l'après-midi (pm) pour une région de stratocumulus centrée sur 20°S et 5°N. NOAA-10 est le satellite du matin et NOAA-9 le satellite de l'après-midi. ERBS permet, en fonction des jours du mois, d'obtenir des mesures le matin et l'après-midi. Données ERBE de type S9 du mois de décembre 1986.

Satellites matin/ après-midi	Angle sol. zénithal (Boîte angulaire)	Azimut relatif	Type de couverture nuageuse	Test statistique (t-test)	Degrés de liberté	Différence signifi- cative
N-10/N-9	4	1 et 2	pc*	2.50	11	Oui
N-10/N-9	4	1 et 2	mc**	4.82	13	Oui
N-10/N-9	6	7 et 8	pc*	4.63	21	Oui
N-10/N-9	6	7 et 8	mc**	1.80	20	Oui
E am/pm	4	2	pc*	4.90	8	Oui
E am/pm	4	2	mc**	0.36	9	Non
E am/pm	6	7	pc*	1.38	7	Oui
E am/pm	6	7	mc**	0.24	11	Non

N-10 : NOAA-10, N-9 : NOAA-9, E : ERBS

pc\* : Partiellement nuageux ; mc\*\* : Fortement nuageux.

de nébulosité très prononcés et très répétitifs. Le Tableau 6.7 indique si on trouve une différence statistiquement significative entre les albédos du matin et ceux de l'après-midi pour les types de nébulosité classifiés comme partiellement nuageux et fortement nuageux. Les albédos étant fonctions de l'angle solaire zénithal, les comparaisons ont été effectuées à angles solaires zénithaux constants. De plus on a aussi considéré des mesures à azimuts relatifs égaux ou proches pour éliminer des éventuels effets angulaires. Les mesures comparées ne proviennent pas forcément du même jour du mois.

Pour évaluer si la différence entre les albédos du matin et ceux de l'après-midi est significative, on effectue un test statistique, appelé *t-test*,

$$t = \frac{(\bar{\alpha}_{AMsat} - \bar{\alpha}_{PMsat})}{S_p \sqrt{(1/n_1) + (1/n_2)}}, \quad (6.15)$$

où  $\bar{\alpha}_{AMsat}$  est la moyenne des albédos provenant des mesures du matin,  $\bar{\alpha}_{PMsat}$  est la moyenne des albédos provenant des mesures de l'après-midi, et  $S_p^2$ , est une estimation de la variance commune aux deux échantillons. Elle est définie par

$$S_p^2 = \frac{(n_1 - 1)S_1^2 + (n_2 - 1)S_2^2}{n_1 + n_2 - 2}, \quad (6.16)$$

où  $n_1$  et  $n_2$  représentent les échantillons utilisés. Une fois la valeur de  $t$  calculée, on utilise une table de valeur [72], en fonction du degré de liberté  $n_1 + n_2 - 2$ , qui permet de déterminer si la différence est significative.

On voit, qu'en général, les mesures des satellites ERBE permettent de distinguer de manière significative les albédos du matin de ceux de l'après-midi. Donc, pour cette zone de stratocumulus par exemple, le modèle directionnel qui donne la variation de l'albédo en fonction de l'angle solaire zénithal pour chaque type de scène ne peut pas représenter correctement le cycle diurne de l'albédo. En effet on trouve pour un même type de scène, un même angle solaire zénithal et un même azimut relatif, un albédo du matin systématiquement plus élevé que l'après-midi. Donc avec un satellite qui échantillonne peu d'heures locales dans la journée, on obtiendra un biais systématique dans les extrapolations.



On peut remarquer dans le Tableau 6.7 qu'avec ERBS, dont l'heure locale de mesure dérive au cours du mois, la différence entre les albédos n'est pas toujours significative. On peut alors supposer qu'une partie de la différence observée entre NOAA-10 et NOAA-9 peut être expliquée par une différence liée à l'instrumentation.

## 6.4 Conclusion du Chapitre

Le but de l'algorithme de moyennes temporelles est de produire des flux solaires réfléchis mensuels à l'échelle d'une région de  $2.5^\circ$  sur  $2.5^\circ$  sur la totalité du globe. Les moyennes mensuelles sont calculées à partir d'un nombre limité de flux régionaux instantanés, en général, une mesure par jour et par satellite dans le domaine des ondes courtes.

L'algorithme prend en compte les variations diurnes du flux solaire incident par rapport à une mesure en calculant simplement l'angle solaire zénithal à chaque heure de la journée. Des modèles angulaires définissent la variation de l'albédo en fonction de la géométrie solaire locale et du type de scène observé. La variabilité du couvert nuageux n'est pas modélisée mais peut être prise en compte si on dispose de plusieurs mesures par jour. Les variations météorologiques sont considérées comme linéaires entre deux mesures consécutives dans une même journée.

Deux hypothèses importantes sont utilisées dans cet algorithme :

- Les modèles de variations angulaires ERBE sont supposés représentatifs de l'anisotropie du champ radiatif de la Terre et en particulier de la couverture nuageuse uniquement s'ils sont appliqués à un grand nombre d'observations,
- Dans le cas d'un système d'observation mono-satellitaire la couverture nuageuse doit être considérée comme constante au cours de la journée. Avec un satellite héliosynchrone, seule la variabilité interdiurne de la nébulosité peut permettre d'éviter un biais dans la moyenne mensuelle.

Dans ce chapitre, nous avons montré que l'échantillonnage des angles de mesures comportent de nombreux biais qui ne permettent donc pas d'utiliser tous les

modèles angulaires de manière uniforme. De plus l'échantillonnage temporel d'un système mono-satellitaire héliosynchrone ne permet pas de prendre en compte des phénomènes météorologiques systématiques qui ont lieu sur une grande partie de la planète. Etant donné que la majeure partie de la variabilité de l'albédo peut être attribuée aux nuages, les hypothèses utilisées sont donc susceptibles d'entraîner des biais importants dans les valeurs mensuelles du flux solaire réfléchi.

# Chapitre / Chapter 7

## Les données ERBE

Les produits d'intérêt scientifique dans l'étude du bilan radiatif de la Terre sont généralement des moyennes mensuelles. Pour calculer un cycle diurne moyen mensuel par exemple, on applique l'algorithme d'extrapolation diurne ERBE individuellement aux mesures effectuées pendant le mois considéré. Après avoir obtenu des valeurs de flux pour chaque heure de la journée pour chaque jour du mois, on effectue des moyennes horaires qui définissent le cycle diurne moyen mensuel. On peut calculer le cycle diurne soit en se basant sur les mesures d'un seul satellite, soit en combinant les mesures de l'ensemble des satellites opérationnels. Une fois le cycle diurne déterminé, on peut calculer la moyenne mensuelle du flux solaire réfléchi. Les données ERBE du mois de décembre 1986, durant lequel les trois satellites—NOAA-9, NOAA-10 et ERBS—étaient opérationnels simultanément, sont utilisées pour illustrer le problème.

Ce chapitre présente les produits ERBE appelés moyennes régionales mensuelles dont la résolution spatiale est de  $2.5^\circ$ . Les produits obtenus à partir de données mono-satellites sont comparés aux produits multi-satellites. Le problème est illustré par plusieurs exemples à l'échelle de la région. La situation géographique des régions étudiées est montrée sur la Figure 7.1. L'étude est ensuite étendue à l'ensemble du globe.

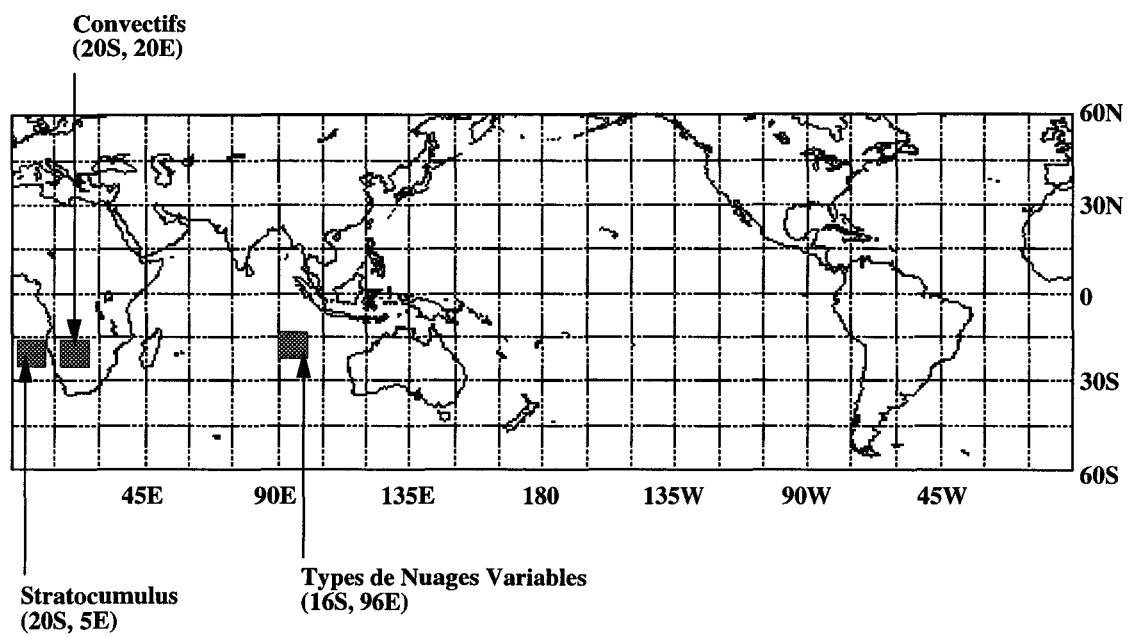


Fig. 7.1: Situation géographique des trois régions étudiées.

## 7.1 Région de stratocumulus aux latitudes tropicales

La région considérée ici à titre d'exemple est située sur l'Océan Atlantique, au large des côtes de la Namibie. Le centre de cette région est situé à 20° de latitude Sud et 5° de longitude Est (c.f. Figure 7.1). Cette région est régulièrement couverte par des bancs de nuages stratiformes de basse altitude, principalement des stratocumulus.

### 7.1.1 Cycles diurnes de la nébulosité et observations

La Figure 7.2 représente l'échantillonnage temporel de la région par les trois satellites de la mission ERBE au cours du mois de décembre 1986. On reconnaît le caractère héliosynchrone des satellites NOAA-9 et NOAA-10 qui leur procure un échantillonnage très limité des conditions d'éclairement. Le satellite ERBS, dont l'orbite précessionne au cours du mois, permet d'échantillonner douze heures en trente-six jours. Au début du mois de décembre 1986, ERBS observe cette région sur son orbite descendante à des heures proches de celles de NOAA-10. Au dixième jour, les observations de l'orbite descendante passe dans la nuit, avant le lever du Soleil, et au treizième jour, les observations de l'orbite ascendante se retrouvent de jour, soit avant le coucher du Soleil. En fin de mois, l'échantillonnage est très proche de midi. Seules les heures locales entre 9h00 et 12h00 ne sont pas échantillonnées ce mois-ci. Globalement ERBS est très proche de NOAA-10 pendant le premier tiers du mois, puis très semblable à NOAA-9 pour les deux tiers restants.

Une région couverte de stratocumulus est un cas intéressant car l'activité météorologique y est importante et assez répétitive lorsqu'on considère des échelles de temps de l'ordre d'un mois. La Figure 7.3 montre les cycles moyens mensuels de la couverture nuageuse et de l'albédo, provenant des données du projet satellitaire international de climatologie de nuages (ISCCP). Ce projet a été établi pour constituer une base de données globale de luminances satellitaires destinées à pro-

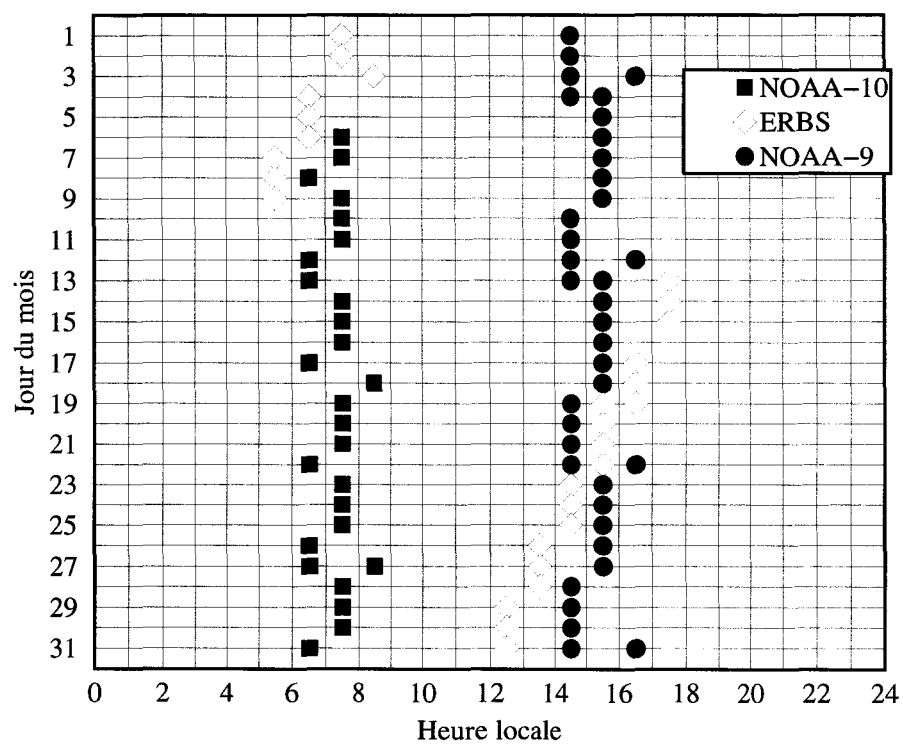


Fig. 7.2: Echantillonnage temporel des trois satellites ERBE. Régions de géotype océan centrée sur 20° de latitude Sud et 5° de longitude Est durant le mois de décembre 1986 (Figure réalisée à partir de données ERBE).

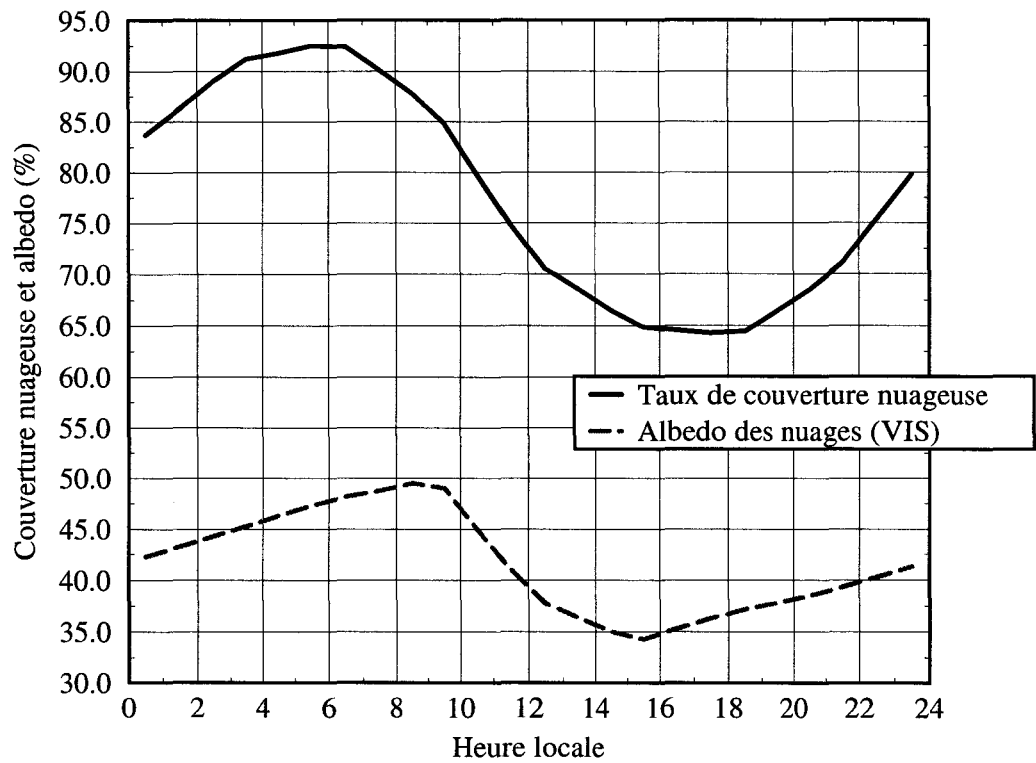


Fig. 7.3: Cycles diurnes moyens mensuels de la couverture nuageuse et de l'albédo issus des données ISCCP de type C2. Région de géotype océan centrée sur 20° de latitude Sud et 5° de longitude Est durant le mois de décembre 1986 (Figure réalisée à partir de données ISCCP).

duire une nouvelle climatologie de nuages. Les données ISCCP sont décrites dans la Section 8.1.

### 7.1.2 Cycles diurnes du flux solaire réfléchi

La Figure 7.4 montre trois cycles diurnes moyens mensuels du flux ondes courtes réfléchi basés sur les données du satellite NOAA-9 seul, du satellite NOAA-10 seul et des trois satellites combinés. On remarque que les cycles obtenues à partir des données d'un seul satellite (NOAA-9 ou NOAA-10) présentent plusieurs particularités. Tout d'abord, ils sont très différents l'un de l'autre ainsi que du cycle obtenu en utilisant les données des trois satellites simultanément. NOAA-9 produit des valeurs systématiquement plus faibles alors que NOAA-10 donnent des valeurs plus élevées. Ensuite, on remarque que les cycles diurnes issus des données d'un seul satellite sont symétriques par rapport à midi, alors que le troisième cycle diurne présente une forte asymétrie entre le matin et l'après-midi.

Pour expliquer ces différences il faut examiner les cycles diurnes de la couverture nuageuse dans ces régions ainsi que l'échantillonnage temporel des différents satellites. Le cycle diurne moyen de la couverture nuageuse sur la période considérée est donné par la Figure 7.3. On remarque que le maximum de nébulosité se rencontre juste avant le lever du Soleil vers 6h00, heure locale, que cette nébulosité décroît tout au long de la journée avec une pente maximale autour de midi et que le minimum est atteint au coucher du Soleil. La nébulosité se redéveloppe au cours de la nuit. Dans ce cycle diurne les nuages couvrent au minimum 50 % de la surface et le maximum correspond souvent à une couverture totale (100 %).

Au regard des heures de passage des satellites, on note que NOAA-10 passe systématiquement le matin, peu de temps après le lever du Soleil, soit lorsque la couverture nuageuse est maximale. Or une couverture nuageuse constituée de stratocumulus provoque un albédo planétaire accru par rapport à une scène claire. Il en résulte que NOAA-10 doit mesurer, en général, des flux réfléchis que l'on peut considérer comme forts étant donné les élévations solaires très faibles au lever du Soleil.



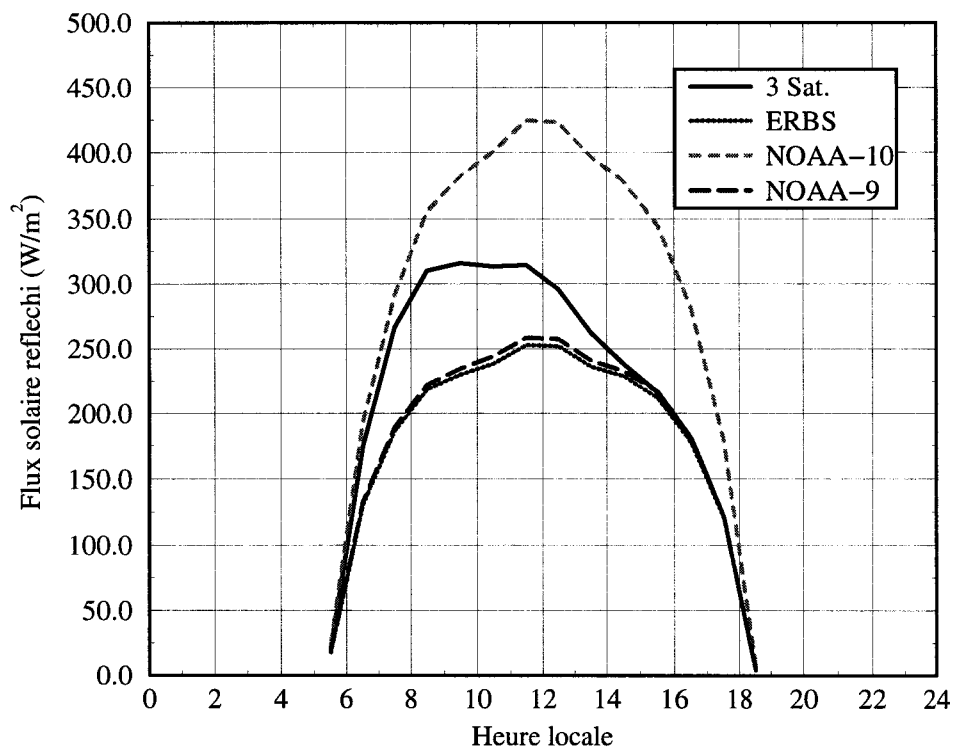


Fig. 7.4: Cycles diurnes moyens mensuels du flux solaire réfléchi basés sur les données d'un ou plusieurs satellites ; région de géotype océan centrée sur  $20^\circ$  de latitude Sud et  $5^\circ$  de longitude Est durant le mois de décembre 1986 (Figure réalisée à partir de données ERBE).

L'extrapolation diurne de ces valeurs matinales provoque donc un cycle diurne avec un maximum très fort à midi.

NOAA-9, par contre, effectue ses mesures dans l'après-midi lorsque la couverture nuageuse est quasiment minimale. Il en résulte des flux réfléchis relativement faibles pour des angles solaires zénithaux moyens. La valeur de la mesure étant extrapolée aux autres heures de la journée, il en résulte un cycle diurne comprenant un maximum assez faible.

Les données de ERBS donne des résultats très proches de ceux de NOAA-9. Pour une grande partie du mois les échantillonnages temporels des deux satellites sont semblables. Les deux tiers des mesures sont effectuées à des heures où la couverture nuageuse est minimale. On obtient donc un cycle diurne mensuel tout aussi faible que celui de NOAA-9.

L'algorithme d'extrapolation ERBE est basé principalement sur le cycle diurne solaire qui ne comporte pas d'asymétrie entre le matin et l'après-midi. La correction d'albédo est aussi basée sur l'élévation du Soleil et n'introduit aucune asymétrie non plus. A partir d'une seule mesure, l'algorithme ERBE ne peut donc produire qu'un cycle diurne symétrique par rapport au midi solaire, ce qui est le cas des deux cycles précédemment cités.

Lorsqu'on dispose de plusieurs mesures par jour bien réparties sur la journée, les valeurs aux heures comprises entre les mesures sont calculées par une interpolation qui prend en compte les deux mesures qui les encadrent (voir Equation 6.13). C'est ainsi qu'on obtient un cycle qui montre des valeurs fortes le matin avec un maximum vers dix heures qui provient d'un compromis entre une forte nébulosité matinale et une élévation solaire déjà importante et des valeurs plus faibles dans l'après-midi. Ce cycle s'insère logiquement entre les deux cycles précédent.

Les utilisateurs des données ERBE sont surtout intéressés par la moyenne mensuelle du flux. La moyenne mensuelle est calculée à partir du cycle diurne mensuel. Les biais rencontrés dans le cycle diurne moyen mensuel se retrouvent généralement dans le flux moyen mensuel. Le flux solaire réfléchi moyen mensuel obtenu à

partir des données de NOAA-9 est de  $106 \text{ W/m}^2$ . Avec NOAA-10, ce flux est de  $175 \text{ W/m}^2$ . La différence absolue entre les deux flux est donc de  $70 \text{ W/m}^2$ , ce qui correspond à une différence relative de plus de 50 %. La vraie valeur est probablement de l'ordre de  $140 \text{ W/m}^2$ , ce qui correspond au flux obtenu à partir des données multi-satellites.

## 7.2 Région de convection sur le Sud-Ouest africain

La région étudiée se situe sur le continent africain, dans le Nord de la Namibie, à quelques 500 km à l'Est de la côte. Le centre de cette région est situé à  $20^\circ$  de latitude Sud et  $20^\circ$  de longitude Est (c.f. Figure 7.1).

### 7.2.1 Variabilité de la nébulosité et observations

Les courants froids au large de la côte du désert du Namib y maintiennent un climat frais et sec. Les dunes de sables s'étendent dans les terres entre 80 et 130 km. A l'intérieur du pays, des hauts plateaux s'étendent du Nord au Sud. Ces plateaux se transforment progressivement, au Nord et à l'Est, en un grand bassin de sable, le Kalahari. Tout au Nord, on trouve de la brousse et des prairies. Le climat à l'intérieur des terres est typiquement semi-désertique avec des journées chaudes et des nuits fraîches du fait de l'altitude. Toutes les précipitations sont concentrées pendant la période d'été, s'étalant du mois d'octobre au mois d'avril.

La nébulosité varie fortement au cours de la journée. La Figure 7.5 montre les cycles moyens mensuels de la couverture nuageuse et de l'albédo, provenant des données ISCCP. La couverture nuageuse est minimale au lever du Soleil et maximale au coucher. Le taux de couverture nuageuse grimpe très rapidement après quelques heures d'ensoleillement. Le matin, au lever du Soleil, on trouve principalement des nuages fins de haute altitude, généralement des cirrus. En milieu de matinée, des

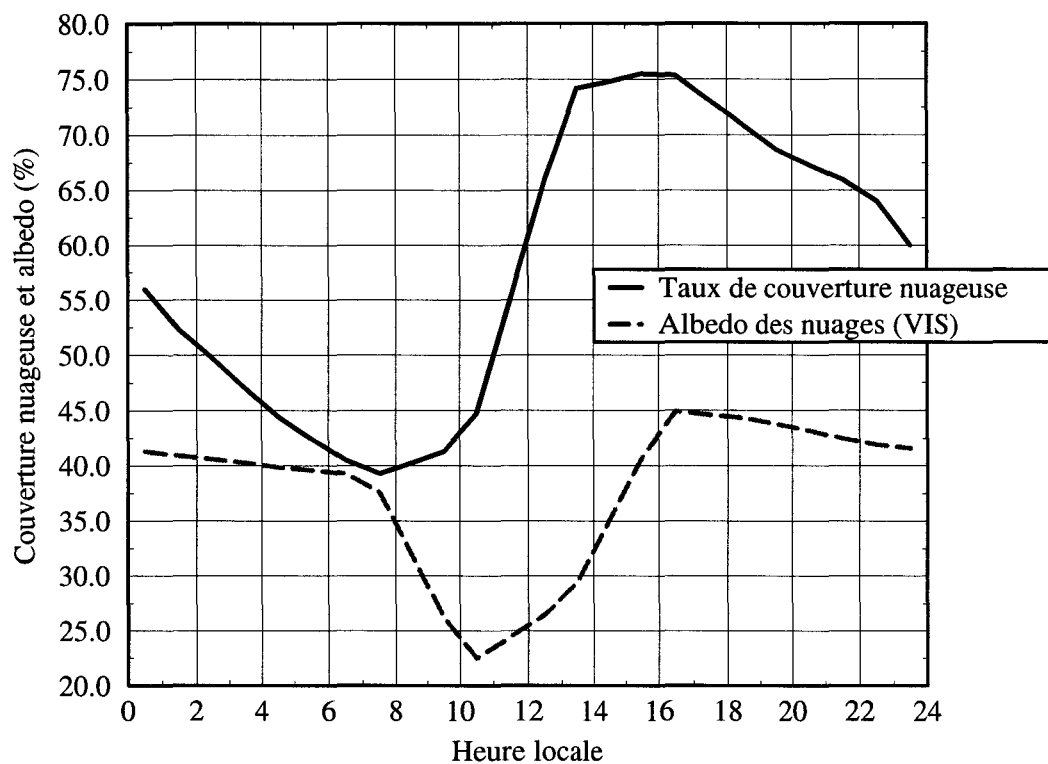


Fig. 7.5: Cycles diurnes moyens mensuels de la couverture nuageuse et de l'albédo issus des données ISCCP de type C2. Région de géotype terre centrée sur 20° de latitude Sud et 20° de longitude Est durant le mois de décembre 1986 (Figure réalisée à partir de données ISCCP).

nuages de type cumulus apparaissent à basse altitude sous l'effet de mouvements convectifs dus à l'échauffement de la surface. En début d'après-midi, le nombre et la taille des cumulus ont encore augmenté et le développement vertical de ces nuages est amorcé. En fin d'après-midi le sommet des nuages atteint les hautes altitudes avec des épaisseurs optiques très importantes. Ces cumulonimbus sont souvent source d'orage.

Cette région est à la même latitude que la région étudiée dans la Section 7.1. L'échantillonnage temporel des mesures est donc similaire, c'est-à-dire que les satellites héliosynchrones NOAA-10 et NOAA-9 permettent d'effectuer des mesures vers 7h30 et 15h30 respectivement. ERBS permet de capturer les heures proches du lever du Soleil en début de mois et les heures de l'après-midi en fin de mois, comme le montre la Figure 7.6.

En examinant conjointement les Figures 7.5 et 7.6, on remarque que le satellite ERBS permet de prendre en compte quasiment toute la variabilité diurne de la nébulosité grâce à la précession de son orbite au cours du mois. Cet échantillonnage assez complet permet de penser que les variations diurnes de la couverture nuageuse pourront être prises en compte dans le calcul des produits mensuels.

### 7.2.2 Cycles diurnes du flux solaire réfléchi

La Figure 7.7 montre les cycles diurnes du flux solaire réfléchi calculés à partir des données des satellites de la mission ERBE. On reconnaît la courbe issue de l'ensemble des données des trois satellites, en trait plein, qui montre une dissymétrie entre le matin et l'après-midi. Contrairement aux régions maritimes couvertes de stratocumulus où la couverture nuageuse est maximale le matin, les données de NOAA-10 produisent des flux relativement faibles au-dessus des régions couvertes de nuages convectifs. NOAA-9 procure des mesures élevées du flux solaire réfléchi car l'heure d'observation correspond à un fort taux de couverture nuageuse.

La différence de flux moyen mensuel entre NOAA-9 et NOAA-10 est proche de  $60 \text{ W/m}^2$ , ce qui représente une différence relative de 40 %. ERBS produit un flux

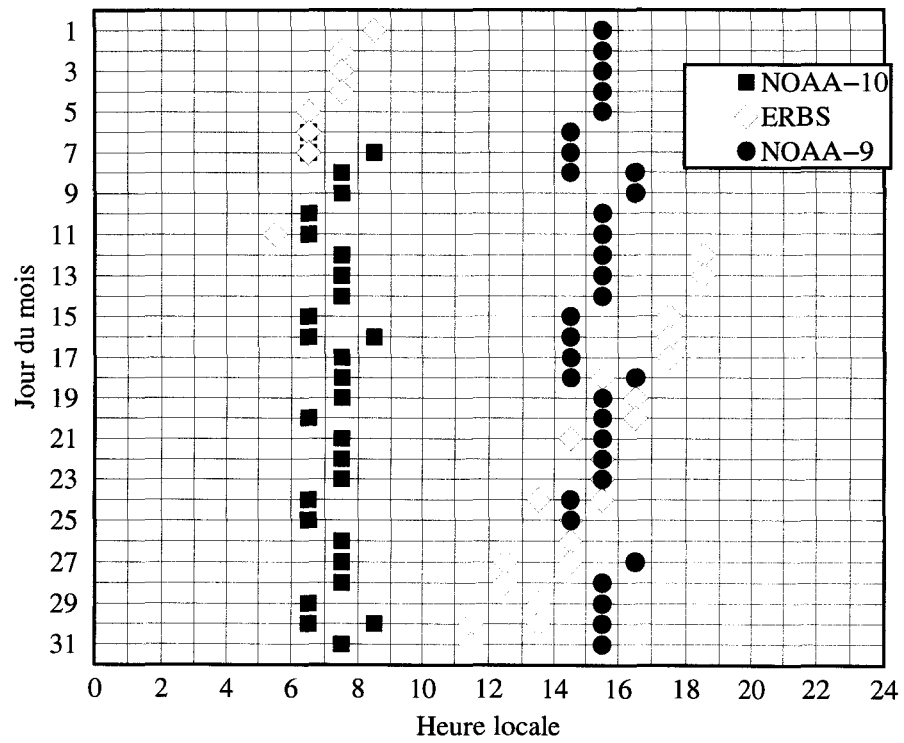


Fig. 7.6: Echantillonnage temporel des trois satellites ERBE durant le mois de décembre 1986. Région centrée sur 20° de latitude Sud et 20° de longitude Est.

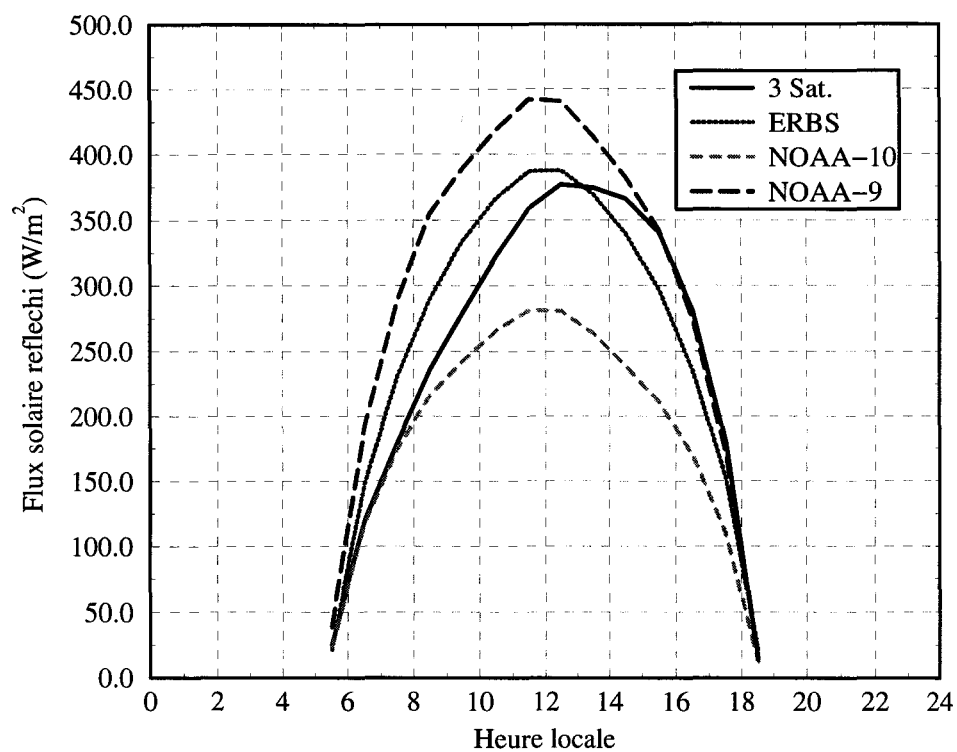


Fig. 7.7: Cycles diurnes moyens mensuels du flux solaire réfléchi basés sur les données d'un ou plusieurs satellites ; région de géotype terre centrée sur 20° de latitude Sud et 20° de longitude Est durant le mois de décembre 1986 (Figure réalisée à partir de données ERBE).

mensuel très proche de celui obtenu à partir des trois satellites. La différence est inférieure à  $5 \text{ W/m}^2$ . Comme nous l'avons signalé précédemment les observations de ERBS permettent de capturer, en moyenne, les effets de la variabilité diurne de la météorologie. Cependant, avec une mesure par jour, on ne peut pas construire un cycle diurne comportant une dissymétrie entre le matin et l'après-midi.

Le cas du satellite ERBS est très intéressant car il permet de se rendre compte de l'importance de l'échantillonnage temporel. Les échantillonnages du satellite ERBS décrits sur les Figures 7.2 et 7.6 sont quasiment identiques. La différence se résume à deux mesures supplémentaires à 18h30 et à 11h30 pour la région continentale. Dans le cas de la région océanique, les dix-neuf mesures de ERBS du 13 au 31 décembre 1986 permettent d'observer moins de 20 % de la variabilité diurne de la couverture nuageuse. Pour la région continentale, les vingt-deux mesures de ERBS du 12 au 31 décembre 1986 couvrent près de 60 % des variations diurnes. Donc avec le même satellite et quasiment le même échantillonnage, la prise en compte du cycle diurne de la nébulosité peut varier du simple au triple selon le régime météorologique.

Cependant, la précession de l'orbite du satellite ERBS n'est pas suffisante pour prendre en compte des variations interdiurnes dont la période est de l'ordre de dix à quinze jours ou plus. Par exemple, on peut imaginer un mois caractérisé par de forts phénomènes convectifs durant la première quinzaine, et des phénomènes convectifs beaucoup plus modérés durant la seconde quinzaine du mois. Si l'échantillonnage du satellite ERBS est similaire à celui décrit dans la Figure 7.6, les flux importants de l'après-midi—dus à la forte convection—de la première quinzaine ne seront pas pris en compte, alors que les flux modérés de l'après-midi de la deuxième quinzaine seront observés. La moyenne mensuelle du flux solaire réfléchi ne reflètera donc pas du tout l'activité convective de la région. Dans ce cas, seul la combinaison des trois satellites permettrait d'éviter un biais.



### 7.3 Région océanique à l'Ouest de l'Australie

Cette région est située à  $16^\circ$  de latitude Sud et  $96^\circ$  de longitude Est, soit à 1750 km à l'Ouest de l'Australie, à la même latitude que Sydney (c.f. Figure 7.1). Cette région est étudiée car les données des différents satellites produisent des cycles diurnes et des moyennes mensuelles très proches.

D'après les données ISCCP, cette région est couverte principalement de nuages de basse altitude. On y trouve une nébulosité plus forte le matin que l'après-midi. En début de matinée, la région est couverte de cumulus ou stratocumulus avec environ 30 % de ciel clair. Il n'y a pas d'évolution systématique du type de la nébulosité au cours de la journée, on peut seulement noter qu'en milieu d'après-midi le taux de ciel clair avoisine 50 %. La variabilité interdiurne n'est pas négligeable dans cette région. Par exemple, en début de mois, on note la présence de nuages de moyenne altitude de type altocumulus et altostratus. Ces nuages sont présents tout au long de la journée. Cependant, les données ISCCP C2 fournissent un cycle moyen mensuel de la couverture nuageuse et de l'épaisseur optique. La Figure 7.8 indique une diminution importante de la couverture nuageuse entre le matin et l'après-midi sans variations significatives de l'albédo.

Si on examine maintenant les cycles diurnes mensuels du flux solaire réfléchi de la Figure 7.9, on remarque que ces cycles sont très semblables quelles que soient les données considérées. On note bien une différence entre le cycle issu des données de NOAA-10 et les autres cycles, mais on peut remettre ce résultat en question car la nébulosité est supposée être plus forte le matin. Quant aux moyennes mensuelles, elles sont toutes à moins de  $5 \text{ W/m}^2$  les unes des autres. Voici donc un exemple de régime climatique qui permet d'obtenir des moyennes mensuelles raisonnables quelque soit l'échantillonnage temporel des mesures.

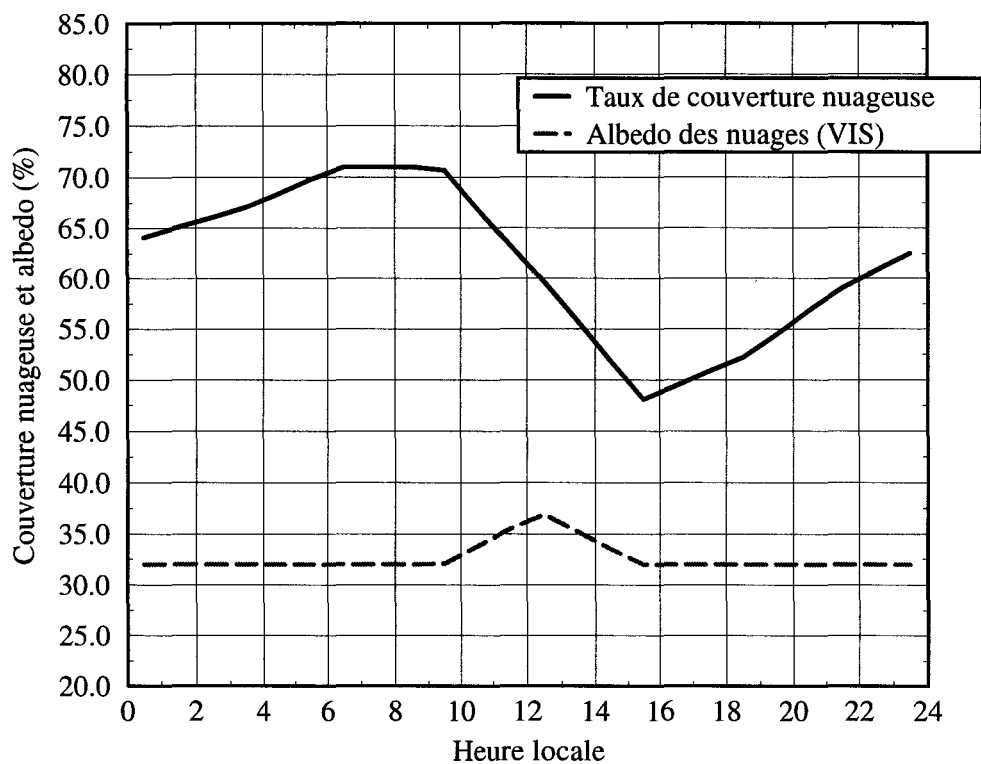


Fig. 7.8: Cycles diurnes moyens mensuels de la couverture nuageuse et de l'albedo issus des données ISCCP de type C2 ; région de géotype océan centrée sur 16° de latitude Sud et 96° de longitude Est durant le mois de décembre 1986 (Figure réalisée à partir de données ISCCP).

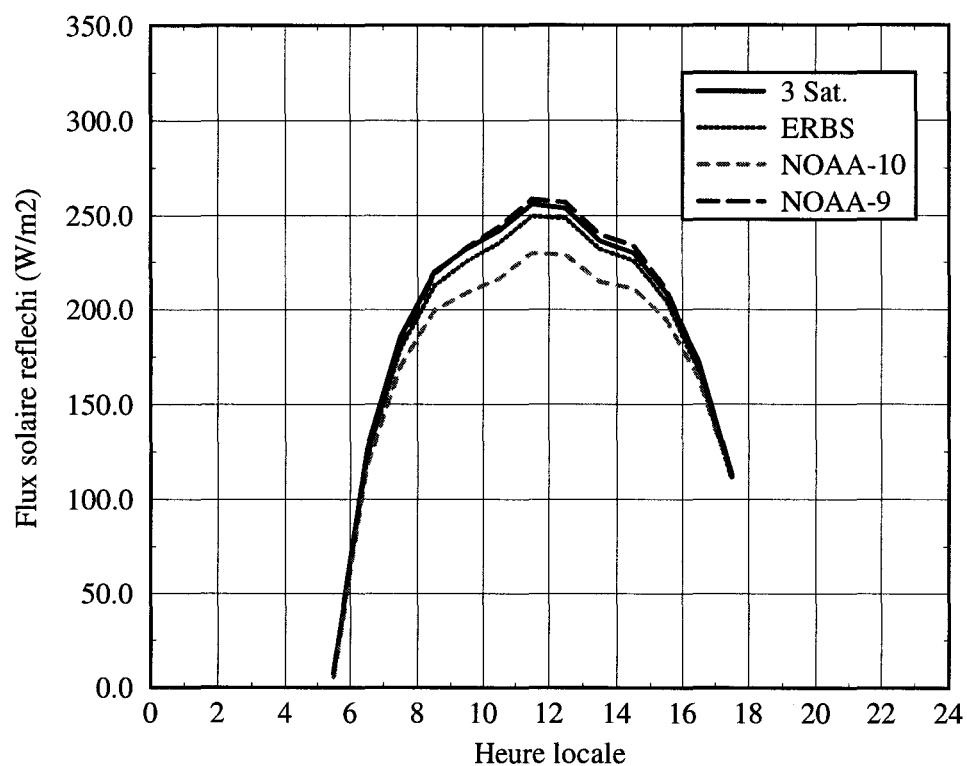


Fig. 7.9: Cycles diurnes moyens mensuels du flux solaire réfléchi basés sur les données d'un ou plusieurs satellites ; région de géotype océan centrée sur 16° de latitude Sud et 96° de longitude Est durant le mois de décembre 1986 (Figure réalisée à partir de données ERBE).

## 7.4 Etude globale

L'étude de l'impact de l'échantillonnage temporel sur les flux moyens mensuels peut-être réalisée soit en comparant des produits mono-satellites entre eux, soit en comparant des produits mono-satellites à des résultats provenant de l'intégration des données de plusieurs satellites.

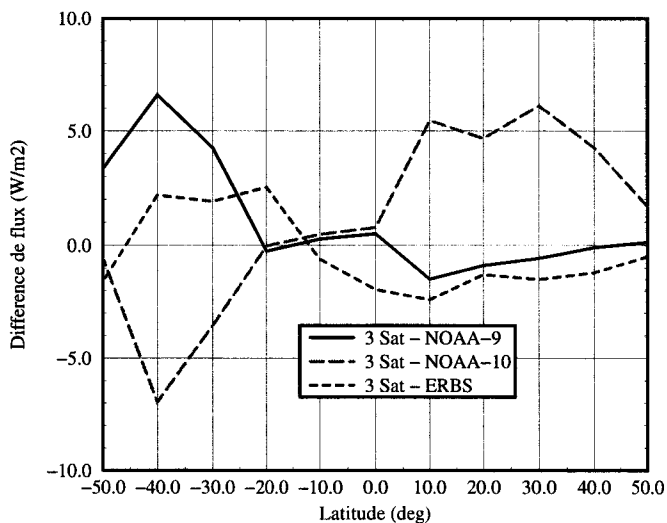
### 7.4.1 Produits mono- et multi-satellites

Dans les études limitées à certaines régions, nous avons vu que le cycle diurne mensuel ainsi que la moyenne mensuelle du flux solaire réfléchi peuvent varier considérablement en fonction du nombre de mesures dont on dispose chaque jour. Cet effet est fortement corrélé au type de conditions météorologiques que l'on rencontre dans les régions étudiées. On s'attend donc à trouver des résultats très différents en fonction du géotype et en fonction de la latitude observée car ce sont deux paramètres qui ont une grande influence sur les propriétés de la couverture nuageuse.

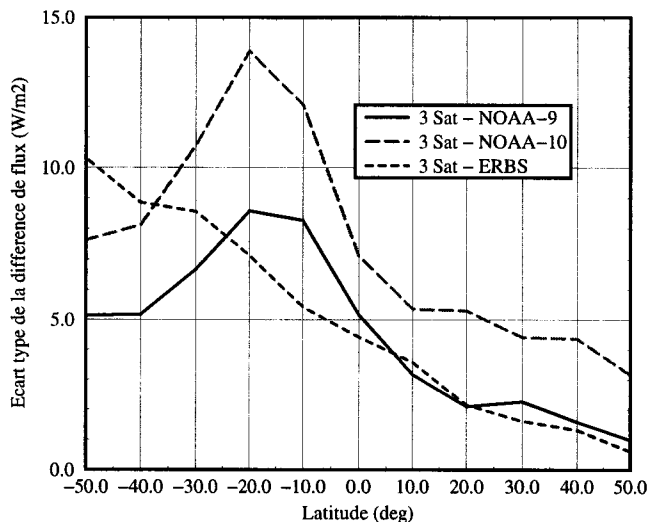
La Figure 7.10 montre des moyennes zonales de la différence entre les flux solaires réfléchis obtenus à partir de données mono- et multi-satellites. Ces données proviennent de régions de géotype *océan* uniquement. La Figure 7.10(a) représente la moyenne pour chaque intervalle de latitude et la Figure 7.10(b) montre l'écart type dans chaque intervalle.

Pour les latitudes comprises entre 20° et 50° Sud, on voit sur la Figure 7.10(a) que toutes les régions sont caractérisées par des phénomènes météorologiques comportant une forte dissymétrie entre le matin et l'après-midi. Le fort biais négatif de NOAA-10 associé au biais positif de NOAA-9 indique que la nébulosité doit être systématiquement plus importante le matin que l'après-midi dans ces latitudes. Comme on l'a vu précédemment, le satellite ERBS a procuré des mesures d'après-midi pendant les deux tiers du mois de décembre 1986. Il est donc normal que le biais indiqué sur la Figure 7.10(a) soit proche de celui de NOAA-9.

Dans l'hémisphère Nord, une partie du biais de NOAA-10 peut-être attribué



a)



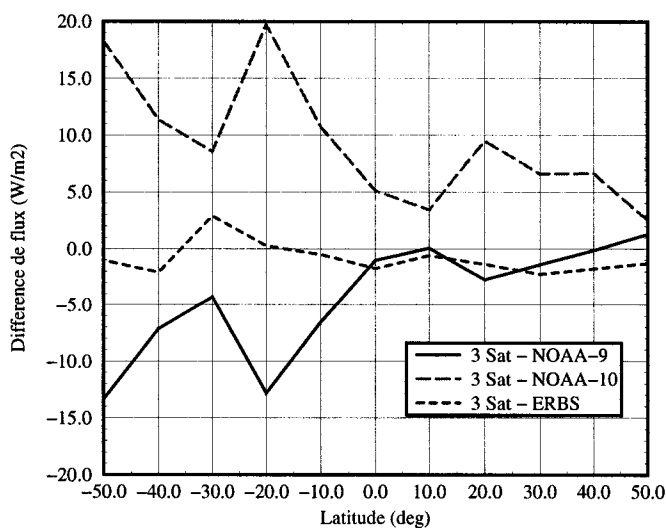
b)

Fig. 7.10: (a) Moyenne et (b) écart type par latitudes de la différence entre les flux obtenus à partir de données multi-satellitaires et mono-satellitaires. Moyenne mensuelle du flux solaire réfléchi sur les géotypes océan, pour le mois de décembre 1986. Les moyennes zonales sont calculées sur des intervalles de 10°.

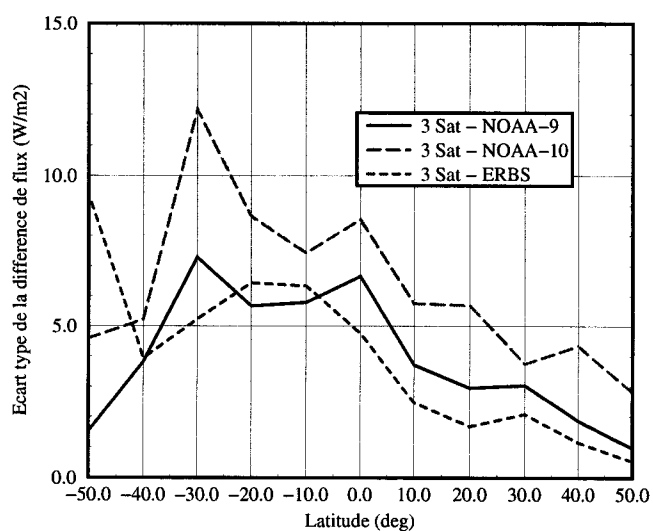
aux conditions d'éclairement lors de la mesure qui sont souvent proches du limbe. En effet pendant le mois de décembre, dans l'hémisphère Nord, au delà des tropiques et jusqu'aux moyennes latitudes, l'élévation solaire lors du passage du satellite NOAA-10 est généralement assez faible. Lorsqu'une mesure est effectuée dans des conditions d'éclairement proches du limbe, des erreurs dans la mesure, dans l'identification de scène, ou un biais dans le modèle angulaire ont des effets particulièrement importants sur l'ensemble du cycle diurne et donc sur la moyenne mensuelle (c.f. Section sec :BiaiGeomMes).

Le biais proche de zéro, rencontré dans les latitudes comprises entre l'Equateur  $20^{\circ}S$ , n'implique pas que les moyennes régionales mono-satellites de ces latitudes sont proches des moyennes multi-satellites. Ce manque de biais est simplement dû à une compensation entre des biais négatifs et positifs selon la longitude. En effet, si on regarde l'écart type moyen de la Figure 7.10(b) on remarque que ces régions correspondent aux différences maximales sur le globe. Ce sont, en particulier, les régions de stratocumulus sur l'océan. On remarque également sur la Figure 7.10(b) que pour ERBS, l'écart type ne cesse de croître lorsque qu'on passe de  $50^{\circ}N$  à  $50^{\circ}S$ . La même tendance est observée pour NOAA-9 et NOAA-10 si on fait abstraction du maximum vers  $20^{\circ}S$ . Ces résultats ne sont pas surprenants et on s'attend bien à des écarts types plus importants dans l'hémisphère Sud que dans l'hémisphère Nord car les phénomènes radiatifs sont plus intenses dans l'hémisphère d'été.

La Figure 7.11 représente les moyennes zonales des différences entre produits mono- et multi-satellites sur les continents. On remarque tout de suite que ERBS procure des moyennes zonales sans biais significatif, que NOAA-10 produit un biais positif et NOAA-9 un biais négatif, pour l'ensemble des latitudes considérées. Les courbes de NOAA-9 et NOAA-10 montrent une symétrie presque parfaite sur l'ensemble du domaine étudié. On peut aisément imaginer un droite de symétrie horizontale située approximativement à  $2.5 \text{ W/m}^2$ . Cette symétrie permet de penser que les phénomènes météorologiques sur les continents diffèrent radicalement le matin de l'après-midi. Les écarts types de la Figure 7.11(b) montrent la même tendance



a)



b)

Fig. 7.11: (a) Moyenne et (b) écart type par latitudes de la différence entre les flux obtenus à partir de données multi-satellites et mono-satellites. Moyenne mensuelle du flux solaire réfléchi sur les géotypes terre, pour le mois de décembre 1986. Les moyennes zonales sont calculées sur des intervalles de 10°.

pour les trois satellites, NOAA-10 produisant les différences les plus importantes suivies de NOAA-9.

Les écarts types les plus significatifs sont rencontrés dans l'hémisphère Sud avec un maximum vers  $20^{\circ} S$ . Cette latitude correspond à la zone recevant le maximum d'ensoleillement sur la planète. L'activité de la couverture nuageuse est gouvernée en partie par les échanges radiatifs tels que le refroidissement nocturne et l'échauffement diurne. Plus l'ensoleillement est important, plus les anomalies radiatives pourraient être prononcées.

#### 7.4.2 Différence entre NOAA-9 et NOAA-10

La Figure 7.12 montre la différence relative entre les moyennes mensuelles du flux solaire réfléchi, issues des données NOAA-9 et celles issues de NOAA-10. Les flux sont des moyennes mensuelles calculées à partir des données ERBE d'origine. Dans la Figure 7.12, les valeurs négatives représentent des régions pour lesquelles les données échantillonnées à partir de NOAA-9 ont produit des flux moyens mensuels inférieurs à ceux issus des données de NOAA-10. Les valeurs positives, correspondant à des flux NOAA-9 supérieurs aux flux NOAA-10. Les régions indiquées en blanc représentent soit des données manquantes, soit une différence assez faible entre les flux de NOAA-9 et ceux de NOAA-10.

On remarque tout d'abord une différence nette entre l'hémisphère Nord et l'hémisphère Sud. Les valeurs négatives sont toutes au Sud de l'Equateur, alors qu'on trouve des valeurs positives sur l'ensemble du globe. Cependant, les valeurs positives les plus importantes se situent aussi dans l'hémisphère Sud. Dans cet hémisphère on remarque aussi une différence entre les océans et les continents. Les océans à l'Ouest des grands continents comportent de grandes étendues avec des valeurs négatives, alors que les continents à l'Est de ces océans sont plutôt caractérisés par des valeurs positives.

On peut caractériser ces différentes zones par leurs types de couverture nuageuse en étudiant la Figure 7.13. La Figure 7.13(b) montre que les régions de la Figure 7.12



qui sont négatives sont caractérisées par un fort taux de nuages de basse altitude. Les régions couvertes de nuages de haute altitude, Figure 7.13(a), ne semblent pas correspondre forcément à des régions positives, sauf pour la zone de convergence du Pacifique Sud et l'Océan Indien à l'Est de Madagascar.

### 7.4.3 Différence entre les combinaisons NOAA-9/ERBS et NOAA-10/ERBS

La Figure 7.14 montre la différence relative entre les moyennes mensuelles du flux solaire réfléchi calculées à partir de l'ensemble de données provenant de NOAA-9 et de ERBS et celles issues de l'ensemble de données de NOAA-10 et de ERBS. Les flux sont des moyennes mensuelles calculées à partir des données ERBE d'origine.

Ces deux ensembles de données correspondent à l'information qui a été disponible à différentes étapes de la mission ERBE. Avant décembre 1986, les données du bilan radiatif provenaient des satellites NOAA-9 et ERBS, et les flux moyens mensuels étaient calculés à partir de ces données. Après décembre 1986, les radiomètres de NOAA-9 cessèrent de fonctionner et l'observation de la Terre se poursuivit avec ERBS et NOAA-10, soit toujours avec deux satellites mais selon un échantillonnage temporel très différent.

Pour évaluer l'impact du changement de satellite, nous disposons d'un mois durant lequel les trois satellites étaient opérationnels simultanément, le mois de décembre 1986. En comparant les produits du bilan radiatif provenant de deux ensembles de données, où chaque ensemble contient les données de deux satellites, on peut estimer l'effet du changement d'échantillonnage. Cette évaluation est très importante car de nombreuses études sur le changement global tentent d'évaluer les variations interannuelles, voir par exemple [73]. Or le changement de satellites a introduit des changements factices, selon les régions, entre les produits précédents décembre'86 et post-décembre'86. Donc l'analyse d'une série temporelle portant sur une période s'étalant avant et après décembre 1986 comportera une composante due à ce changement de satellite.

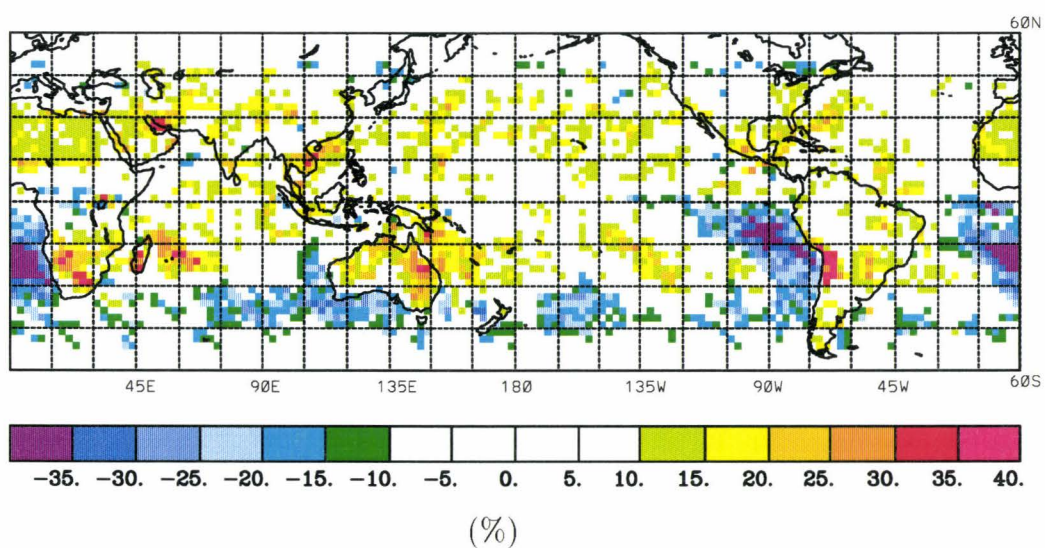


Fig. 7.12: Différence relative entre les moyennes mensuelles du flux solaire réfléchi issues des données NOAA-9 et issues de NOAA-10 ; (Figure réalisée à partir des données ERBE du mois de décembre 1986).

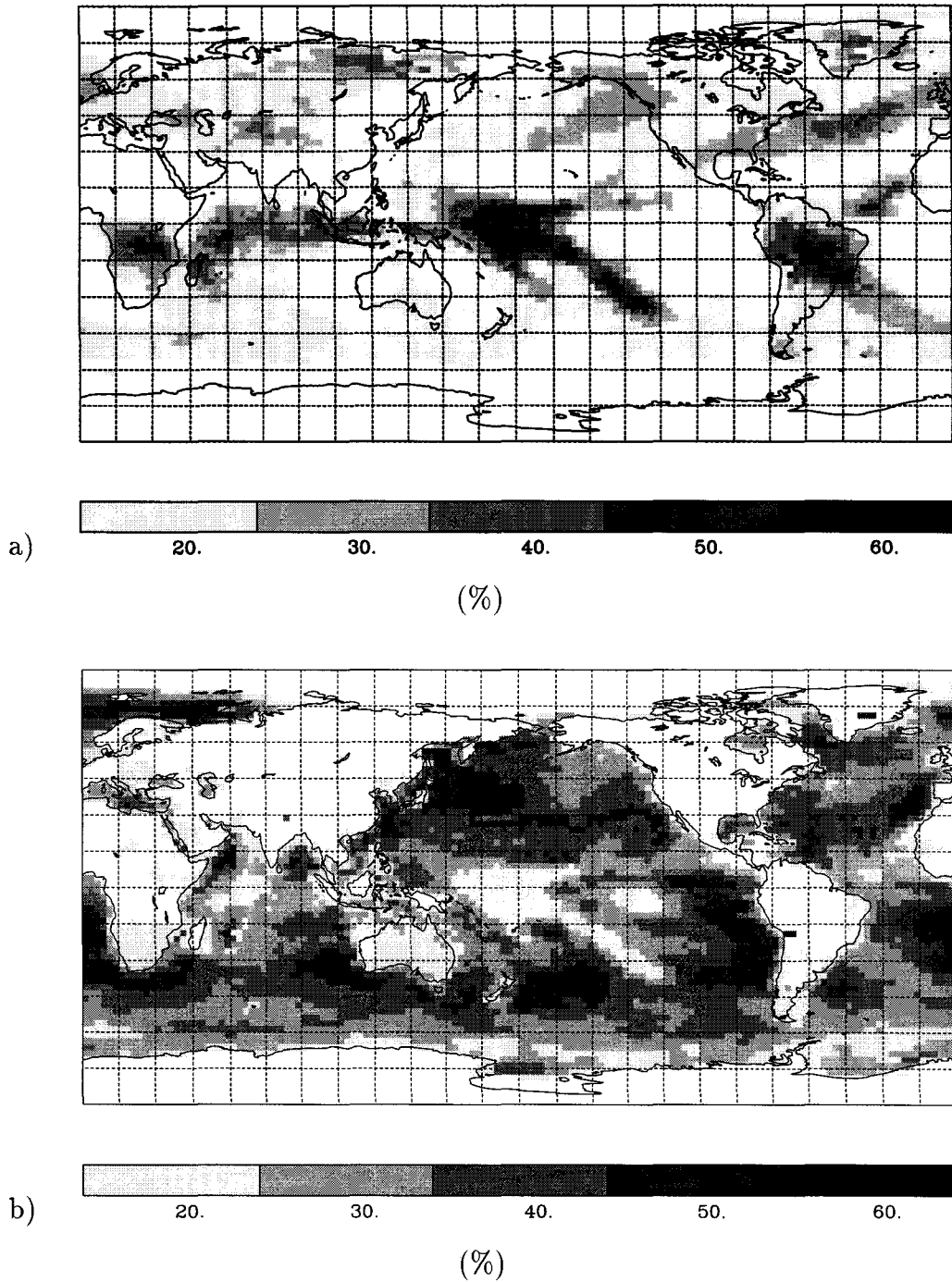


Fig. 7.13: Fréquence moyenne de couverture nuageuse de (a) haute altitude et (b) base altitude; Figures réalisées à partir de données ISCCP du mois de décembre 1986.

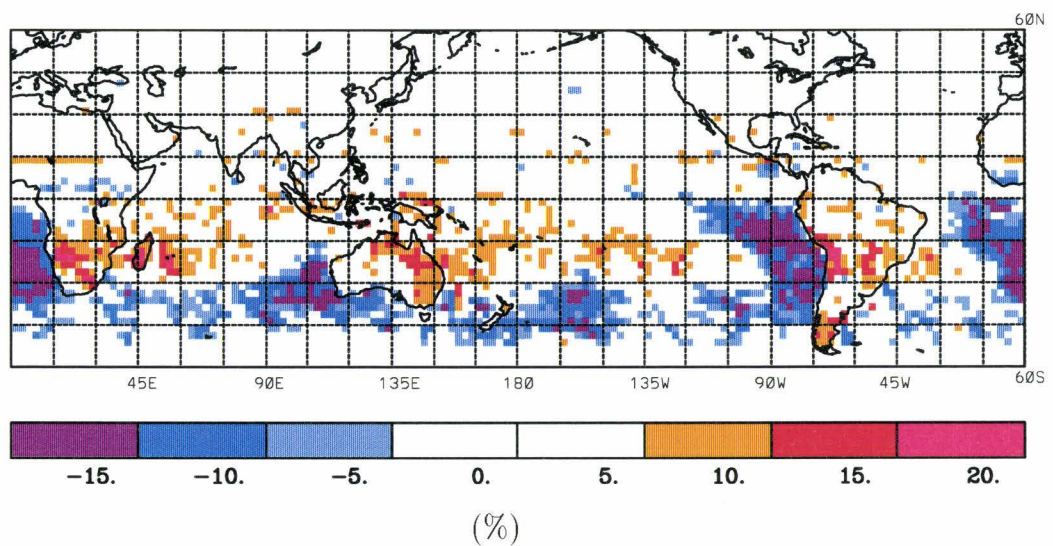


Fig. 7.14: Différence relative entre les moyennes mensuelles du flux solaire réfléchi issues des données combinées NOAA-9/ERBS et NOAA-10/ERBS ; (Figure réalisée à partir des données ERBE du mois de décembre 1986).

Dans le cas d'une étude de variabilité interannuelle utilisant des données d'un seul groupe de satellite, il peut quand même y avoir une composante due à l'évolution de l'échantillonnage au cours du temps. En effet, le satellite ERBS par exemple précessionne vingt minutes par jour, soit dix heures par mois ou encore cinq cycles complets en 364.1 jours [74]. Durant le laps de temps restant, permettant de compléter l'année, la précession est de dix-huit minutes—le passage du satellite sera donc dix-huit minutes plus tôt d'une année sur l'autre. Si l'étude de variabilité interannuelle s'étend sur un nombre suffisant d'années, la précession peut devenir une source d'erreur dans l'analyse. Cependant, il est intéressant de noter que le satellite NOAA-9, bien que théoriquement héliosynchrone, précessionne très lentement. Le satellite accumule environ vingt minutes de retard chaque année. Donc lorsqu'on utilise les données combinées de ERBS et NOAA-9 pour effectuer une étude de variabilité interannuelle, la différence d'heure d'échantillonnage moyenne de ERBS/NOAA-9 d'une année sur l'autre est de l'ordre de la minute et ne devrait pas introduire de variabilité significative [74].

Comme l'indique la Figure 7.14 la différence entre les produits des deux ensembles de données n'est pas uniforme sur le globe. On retrouve les mêmes structures que sur la Figure 7.12, c'est-à-dire des valeurs négatives dans les zones de nuages stratiformes de basse altitude sur les océans. Les valeurs négatives correspondent au fait que NOAA-10 et ERBS ensemble produisent des flux moyens mensuels plus forts que NOAA-9 et ERBS combinés. On retrouve les fortes valeurs positives principalement sur les continents à l'Est des océans mentionnés ci-dessus.

Sur la Figure 7.14 on voit que l'hémisphère Nord est quasiment complètement épargné. Cette différence Nord/Sud provient du fait que l'ensoleillement est beaucoup plus important dans l'hémisphère d'été. Donc, non seulement les flux solaires réfléchis sont plus forts car le flux solaire incident est plus important, mais aussi les variations diurnes de la couverture nuageuse d'origine radiative sont plus intenses. En effet de nombreux processus de formation ou de dissipation des nuages sont entraînés par l'ensoleillement. Par exemple, les bancs de stratocumulus se développent

pendant la nuit et se dissipent sous l'échauffement du rayonnement solaire en l'absence d'une couverture de haute altitude. Dans certaines régions, la couverture nuageuse se développe au cours de la journée avec l'apparition des phénomènes convectifs suite à un échauffement du sol.

## 7.5 Conclusion du chapitre

La mission ERBE a été le premier programme d'observation du bilan radiatif de la Terre basé sur plusieurs satellites, trois exactement, comportant le même type d'instrumentation. Pour estimer l'impact de l'échantillonnage sur les produits mensuels, nous avons comparé les cycles diurnes et les moyennes mensuelles calculés à partir des données des trois satellites séparément. Nous avons également comparé les flux mono-satellites aux flux multi-satellites.

Cette étude révèle une grande variabilité spatiale de l'influence de l'échantillonnage sur le flux solaire réfléchi mensuel. L'étude de certaines régions caractérisées par des phénomènes météorologiques très répétitifs montrent à quel point l'heure locale de la mesure peut jouer un rôle prépondérant dans l'estimation du cycle diurne. L'étude appliquée à tout le globe montre la forte dépendance zonale de l'erreur due à l'échantillonnage temporel. De plus, on note une différence entre les continents et les océans, caractéristique des développements de couverture nuageuse spécifiques à ces types de surface.

## Chapitre / Chapter 8

# Améliorations de l'algorithme

## ERBE

L'expérience ERBE a été développée dans l'esprit d'un système multi-satellitaire. D'après l'expérience de missions précédentes il paraissait clair qu'un système mono-satellitaire ne serait pas une solution satisfaisante pour déterminer les composantes du bilan radiatif de la Terre [61]. Dans l'algorithme de moyennes spatiales et temporelles, une seule mesure par jour implique de faire l'hypothèse d'une météorologie constante tout au long de la journée. Cette hypothèse est loin d'être satisfaisante eu égard l'ampleur des variations diurnes météorologiques et à leurs impacts sur les flux entrant et sortant de l'atmosphère.

Dans un système comprenant trois satellites, on dispose de jusqu'à six mesures par jour dans le domaine spectral solaire, ce qui permet de capturer les principaux changements diurnes de la couverture nuageuse. Dans le cas d'un système basé sur un seul satellite, ce qui est le cas du premier vol de l'instrument ScaRaB embarqué sur la plateforme Russe Meteor3-7, l'échantillonnage temporel est trop limité pour prendre en compte les variations diurnes. Il faut alors avoir recours à des données météorologiques exogènes.

## 8.1 Les données ISCCP

Le Projet Satellitaire International de Climatologie de la Couverture nuageuse (ISCCP) a été établi en 1982 comme premier projet du World Climate Research Programme (WCRP) pour rassembler et analyser une base de données globale et uniforme de luminances satellitaires destinées à produire une nouvelle climatologie de nuages [75]. Les informations sur la banque de données ISCCP sont issues de l'article [76] et des rapports de [77, 78]. La Section 8.1 présente l'essentiel des caractéristiques des données ISCCP, de sorte que le lecteur ne soit pas obligé de se reporter à l'ensemble des références bibliographiques.

### 8.1.1 Origine des données ISCCP

Idéalement la couverture globale de la planète est assurée par cinq satellites géostationnaires (METEOSAT, INSAT, GMS, GOES-EAST, GOES-WEST) et au moins un satellite de la NOAA à orbite polaire. Les satellites opérationnels en Décembre 1986 ainsi que certaines de leurs caractéristiques sont décrits dans le Tableau 8.1. Deux ensembles de données corrélatives sont utilisés pour apporter le supplément d'information nécessaire à l'analyse. Il s'agit de données d'analyse opérationnelle de la NOAA—profils de température et d'humidité— et de l'US NAVY—couvertures de neige et de glace. La couverture spatiale en latitude procurée par les satellites géostationnaires est limitée de  $60^\circ$  N à  $60^\circ$  S. De plus, toutes les longitudes ne sont pas observées. Dans l'océan Indien, entre  $60^\circ$  E et  $80^\circ$  E, le manque d'observations est lié aux problèmes continus rencontrés pour obtenir des données du satellite INSAT. Cette bande de longitude est tout de même observée par les satellites polaires, mais avec un échantillonnage temporelle plus réduit. Le satellite GOES-6 doit normalement couvrir les longitudes comprises entre  $75^\circ$  O et  $165^\circ$  E. Cependant, l'absence d'un deuxième satellite GOES, dit GOES-West, qui couvre normalement les longitudes allant de  $15^\circ$  O à  $135^\circ$  O, se prolongeant d'août 1984 à avril 1987, la position centrale du satellite GOES-6 a été modifiée plusieurs



fois pour améliorer l'observation des phénomènes météorologiques saisonniers. En décembre 1986, GOES-6 était centré sur une longitude de 98° O, couvrant ainsi de 38° O à 158° O. Le tableau 8.1 montre les couvertures en longitude des différents satellites utilisés dans le projet ISCCP.

Tab. 8.1: Les satellites participant au projet ISCCP et opérationnels en décembre 1986

Satellite	Orbite	Instrumentation	Longitude	Latitude
NOAA-9	Polaire	AVHRR	Globale	Globale
NOAA-10	Polaire	AVHRR	Globale	Globale
GOES-6	Geostat.	VISSR	38 O à 158 E	60 N à 60 S
Meteosat-2	Geostat.	MIR	60 O à 60 E	60 N à 60 S
GMS-3	Geostat.	VISSR	160 O à 80 E	60 N à 60 S

### 8.1.2 Caractéristiques spectrales, spatiales et temporelles

Les données primaires utilisées pour produire les propriétés des nuages sont des mesures de luminances de type *bandes étroites* et *résolutions réduites*. Ces luminances proviennent de deux canaux radiométriques, le canal visible (*VIS*) centré sur 0.6  $\mu m$  et le canal infrarouge (*IR*) centré sur 11.0  $\mu m$ . Les canaux sont considérés comme étroits car l'intervalle de mesure est de l'ordre de 1  $\mu m$  de large. Les luminances sont obtenues initialement avec une résolution de 1 à 8 km selon le canal et le satellite considéré. Le disque de la Terre peut être observé toutes les 30 minutes environ. A l'étape B1 du traitement des données, la résolution spatiale des luminances provenant des satellites géostationnaires a été dégradée à 10 km et celles des satellites à orbite polaire à 4 km. Les pixels sont ensuite échantillonnés spatialement et les luminances de chaque sonde sont normalisées par rapport au signal des radiomètres embarqués sur les satellites à orbite polaire. Ces données

correspondent à une étape appelée B3, dont l'échantillonnage spatial nominal est de 30 km. Elles sont reportées sur une carte mondiale dont la grille spatiale est fixe. L'échantillonnage temporel, obtenu à partir des données pleine résolution, est de trois heures.

Les résultats des algorithmes de détection des nuages et de détermination des paramètres nuageux, appliqués sur les luminances B3 et les données corrélées, sont appelés produits de type C. La résolution spatiale est de 250 km et l'échantillonnage temporel est de trois heures. L'étape C1 produit des données pour chaque jour du mois, alors que l'étape C2 constitue un produit de moyennes mensuelles.

L'analyse des nuages ISCCP se déroule en trois parties successives : détection de nuages, détermination de paramètres nuageux en utilisant un modèle de transfert radiatif, et analyse statistique. La première partie détermine si une mesure de luminance est associée à des conditions de ciel *clair* ou *nuageux*. La seconde compare les luminances mesurées ainsi que les données corrélatives de l'atmosphère et de la surface à un modèle de transfert radiatif pour déterminer des paramètres de la couverture nuageuse tels que l'altitude et l'épaisseur optique. La troisième partie rassemble l'information sur la distribution spatiale des luminances mesurées et des paramètres calculés afin de conclure l'analyse.

### 8.1.3 La détection des nuages

La détection des nuages se base sur les canaux *visible* et *infrarouge*. Le canal *IR* représente une température et le canal *VIS* une réflectance. En général, les scènes nuageuses sont plus froides et/ou plus réfléchissantes que les scènes claires. Par conséquent, un pixel peut être défini comme *nuageux* si ses mesures sont plus froides et plus réfléchissantes qu'elles ne le seraient si le pixel était *clair*. La première étape est donc de déterminer la valeur *ciel clair* dans chaque canal du pixel considéré, appelée composante *ciel clair*. Ensuite on applique un test seuil pour déterminer si les luminances sont suffisamment différentes des composantes *ciel clair* estimées, au quel cas le pixel est dit *nuageux*.

### 8.1.3.1 La composante *ciel clair*

Plusieurs études ont montré que les luminances associées aux scènes *claires* ont en général, mais pas toujours, une variabilité spatiale et temporelle plus faible que celles associées aux scènes nuageuses [76, 79, 80]. Il est cependant nécessaire de recourir à des statistiques pour vérifier que les luminances identifiées comme claires disposent de caractéristiques représentant effectivement ces conditions. En effet, pour certains régimes climatiques, les propriétés des surfaces sont beaucoup plus variables spatialement que celles des nuages. Dans ces conditions, la variabilité temporelle est un meilleur indicateur que la variabilité spatiale.

La détection des nuages se fait par une méthode à seuils variables basée sur la variabilité spatiale et temporelle. La variabilité spatiale des luminances *IR* est testée sur des petites régions (100 km sur la terre et 300 sur l'océan). Un pixel est défini comme *nuageux* si sa température diffère de celle du pixel le plus chaud de la région par un certain seuil. Les seuils sur la terre et l'océan sont respectivement 6.5 K et 3.5 K. La variabilité temporelle des luminances *IR* est testée sur trois jours consécutifs à la même heure GMT. Les seuils sont 8.0 K et 3.5 K, respectivement, sur la terre et l'océan. A partir de la variabilité temporelle, on définit les pixels *clairs* comme ceux dont la température ne varie pas d'un jour à l'autre au-dessus d'un certain seuil. Ces seuils sont 2.5 K et 1.1 K, respectivement, sur la terre et l'océan.

Les composantes *ciel clair* sont formées à partir de calculs statistiques sur les luminances des pixels *clairs*.

### 8.1.3.2 La classification bi-spectrale par seuils

Cette étape consiste à classer les images dont les luminances sont suffisamment différentes de la composante *ciel clair* comme *nuageuses*. Les seuils nécessaires à cette classification sont déterminés par l'incertitude liée à la composante *ciel clair*. Les seuils dans le domaine *VIS* sont de 6.0 % et 3.5 % sur la terre et l'océan et ceux du domaine *IR*, 8.0 K et 3.5 K, respectivement. La détection d'un nuage par un

seul des deux canaux est autorisée.

Cette classification des pixels en *clairs* ou *nuageux* est effectuée indépendamment de l'étiquetage de la première étape. Le bon fonctionnement de la procédure est indiqué par l'accord d'étiquetage entre les deux étapes. Pour rendre compte des situations où les contrastes sont faibles et où la couverture nuageuse est partielle, les pixels dont les luminances sont proches des composantes *ciel clair* sont comptabilisés. Ils sont appelés pixels *marginalelement nuageux*.

### 8.1.4 Détermination des paramètres nuageux

Une fois les pixels classifiés, les luminances sont comparées à des calculs d'un modèle de transfert radiatif qui simulent les mesures de canaux AVHRR. Les comparaisons sont utilisées pour déterminer les températures et réflectances de surface à partir des luminances *claires*, ainsi que les épaisseurs optiques et températures du sommet des nuages pour les luminances *nuageuses*.

#### 8.1.4.1 Description de l'analyse

L'analyse s'effectue en cinq étapes :

1. Détermination des températures de surface à partir de la luminance *IR* si le pixel est *clair*, et de la composante *ciel clair* du canal *IR* si le pixel est *nuageux*. La surface est considérée comme un corps noir, et les effets d'absorption atmosphérique de la vapeur d'eau sont pris en compte en utilisant les données atmosphériques exogènes du lieu et de l'heure considérés.
2. Détermination des réflectances de surface à partir de la luminance *VIS* si le pixel est *clair*, et de la composante *ciel clair* du canal *VIS* si le pixel est *nuageux*. La réflectance est supposée isotrope. Les effets de la diffusion Rayleigh et de l'absorption par l'ozone sont calculés à partir des données quantitatives d'ozone. Les calculs s'appliquent aux luminances de jour uniquement.

3. Utilisation des luminances *IR* pour déterminer la température de surface si le pixel est *clair*, ou la température au sommet du nuage si le pixel est *nuageux*. Les effets de la vapeur d'eau atmosphérique sont pris en compte en utilisant les données atmosphériques exogènes. La pression au sommet du nuage est déduite des profils de températures atmosphériques et de la température de surface déterminée à l'étape 1. On fait l'hypothèse que tous les nuages sont opaques au rayonnement infrarouge.
4. Pour les données de jour exclusivement, les luminances *VIS* sont utilisées pour déterminer la réflectance de surface si le pixel est *clair*, ou pour déterminer l'épaisseur optique si le pixel est *nuageux*. Dans le calcul de la réflectance de surface, les effets de la diffusion Rayleigh et de l'absorption par l'ozone sont pris en compte. Pour les pixels nuageux, la diffusion Rayleigh est aussi calculée en utilisant la pression au sommet du nuage déterminée à l'étape 3. Le calcul de l'épaisseur optique utilise la réflectance de surface déterminée à partir de la composante *claire VIS* de l'étape 2 pour les surfaces de type *terre* et *glace de mer*, alors qu'un modèle de réflectance spécifique est utilisé dans le cas d'une surface de type *océan*.
5. Si l'épaisseur optique du nuage est faible, la température du sommet du nuage est recalculée pour prendre en compte la transmission du rayonnement provenant de la surface. La pression révisée permet de recalculer l'épaisseur optique.

Tous les paramètres calculés sont des quantités qui dépendent du modèle. L'exactitude de ces quantités par rapport aux valeurs réelles est fortement liée à deux facteurs ; l'impact sur la luminance des variations des caractéristiques des nuages et de surface considérées comme constantes, et l'importance des effets négligés dans le modèle. Par exemple, les variations de la luminance mesurée par satellite dues aux changements d'autres propriétés des nuages seront considérées comme des variations de l'épaisseur optique et de la température au sommet des nuages.

### 8.1.4.2 Les hypothèses de l'analyse

Les hypothèses du modèle de transfert radiatif sont les suivantes :

- Les propriétés optiques des surfaces et de l'atmosphère sont considérées comme uniformes à l'échelle du pixel B3. La couverture nuageuse d'un pixel est uniforme, c'est-à-dire qu'il n'y a pas de cas de couverture partielle.
- Le modèle radiatif ne prend pas en compte l'effet des aérosols. Ainsi les propriétés moyennes de la surface incluent les effets climatologiques des aérosols. Une variation de luminance liée aux aérosols sera interprétée comme de la nébulosité.
- Dans la modélisation des luminances  $IR$ , tous les types de surface sont considérés comme des corps noirs. Ainsi les températures sont des températures de brillance qui sont donc légèrement inférieures aux températures de surface réelles.
- Les surfaces glacées des océans et continents sont des réflecteurs isotropes. La réflectance des océans est représentée par un modèle issu d'observations satellitaires [65].
- Un nuage est modélisé comme une seule couche mince, sans gradients verticaux de température. La couche absorbe complètement le rayonnement  $IR$  et diffuse le rayonnement  $VIS$  selon la théorie de Mie à partir d'une distribution en taille de gouttelettes d'eau sphériques de rayon effectif,  $r_{eff} = 10 \mu m$ . L'absorption par les gaz de la couche nuageuse n'est pas prise en compte.

### 8.1.5 Analyse statistique

A partir des pixels sous-échantillonnés de l'étape B3, on produit les données de l'étape C dont la résolution est de  $280 \times 280 \text{ km}^2$ , soit  $2.5^\circ$  de côté à l'équateur. Par conséquent, ces données se basent sur une soixantaine de pixels B3 représentant moins de 5 % de l'information potentielle pleine résolution.

Pour chaque région de 280 km, on dispose donc de l'information de présence de nuages de tous les pixels compris dans la région mais la distribution spatiale de cette information n'est plus disponible. Les paramètres nuageux sont fournis sous forme d'une moyenne régionale et de son écart type. De plus, l'épaisseur optique et la pression au sommet du nuage sont représentées par une distribution en fréquence. Les régions sont séparées en jour/nuit ainsi qu'en trois types géographiques : océan, terre, ou côte. Un pixel est considéré comme de jour si le cosinus de l'angle solaire zénithal est supérieur à 0.2.

L'étape C1 produit des données pour chaque jour du mois, alors que l'étape C2 constitue un produit de moyennes mensuelles. Les produits ISCCP de type C1 et C2 permettent d'aborder le problème de l'interpolation diurne sous deux approches différentes .

### 8.1.5.1 Les produits de type C1

Les données C1, échantillonnées toutes les trois heures, chaque jour du mois, rendent compte des variations intradiurnes et interdiurnes de la couverture nuageuse ou de l'épaisseur optique. Selon les régimes météorologiques, les variations de la nébulosité peuvent être largement dominées par des phénomènes intradiurnes, comme on l'a vu dans le cas des nuages stratiformes au-dessus de l'océan, ou bien par des évolutions interdiurnes de type synoptique comme dans les moyennes latitudes de l'hémisphère Nord.

**8.1.5.1.1 La variabilité intradiurne** est très importante dans l'estimation du bilan radiatif de la terre à partir d'un échantillonnage limité du cycle diurne. La Figure 8.1 représente la fraction de la variabilité diurne de la couverture nuageuse qui peut être expliquée par la variabilité cohérente. La variabilité diurne totale s'exprime comme la moyenne des variances journalières du mois,

$$\sigma_{tot}^2 = \frac{1}{N_j} \sum_{j=1}^{N_j} \frac{\sum_{h=1}^{N_h} (F_{hj} - \bar{F}_j)^2}{N_h - 1}, \quad (8.1)$$

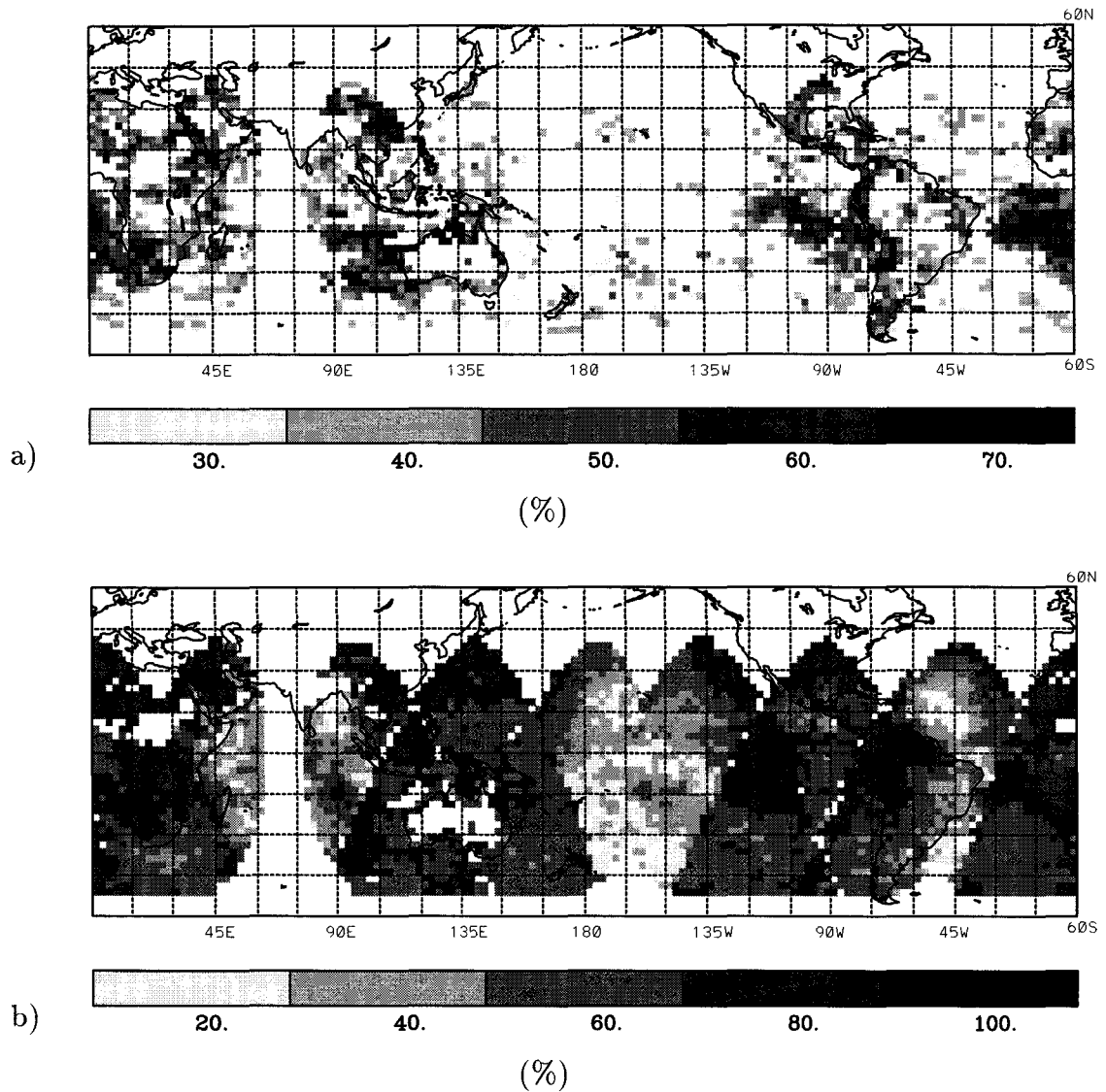


Fig. 8.1: Fraction de la variabilité diurne totale expliquée par la variabilité diurne cohérente de (a) la couverture nuageuse et (b) la radiance VIS des nuages (Les données en dessous du minimum et les données manquantes sont représentées en blanc ; Figures réalisées à partir des données de jour ISCCP C1 du mois de décembre 1986).



où  $F_{hj}$  est la couverture nuageuse du jour  $j$  et de l'heure  $h$ ,  $\overline{F}_j$  est la couverture nuageuse moyenne du jour  $j$ ,  $N_j$  est le nombre de jour dans le mois et  $N_h$  le nombre de mesures chaque jour. La variabilité cohérente est représentée par la variance du cycle diurne moyen mensuel,

$$\sigma_{coh}^2 = \frac{\sum_{h=1}^{N_h} (\overline{F}_h - \overline{F})^2}{N_h - 1}, \quad (8.2)$$

où  $\overline{F}$  est la couverture nuageuse moyenne du mois et  $\overline{F}_h$  est la moyenne horaire de la couverture nuageuse.

La Figure 8.1(a) représente la racine carrée du rapport  $\sigma_{coh}^2/\sigma_{tot}^2$  du taux de couverture nuageuse et la Figure 8.1(b), celle de la luminance normalisée des pixels nuageux. On voit, sur la Figure 8.1(a) que, pour une majorité du globe, la variabilité cohérente n'est pas très représentative de la variabilité totale. Cependant, on remarque également que certaines régions bien définies, comme les régions océaniques des latitudes tropicales à l'Ouest de l'Amérique du Sud, de l'Afrique et de l'Australie, sont le siège de variations diurnes météorologiques très répétitives à l'échelle du mois. Ces régions apparaissent sur la Figure 7.13(b) comme étant fréquemment couvertes par des nuages de basse altitude, qui sont connus pour leurs cycles diurnes très répétitifs. On peut remarquer également que les régions couvertes par des nuages de haute altitude, indiquées sur la Figure 7.13(a), ne présentent pas de variabilité cohérente très significative. On distingue ici des comportements radicalement différents, en terme de variations diurnes entre ces deux groupes de nuages.

Par contre, la variabilité cohérente de la luminance normalisée des pixels nuageux, semble dépendre du nombre de mesures. La variabilité cohérente augmente avec le nombre de mesures par jour. Cet effet semble normal étant donné que la variabilité diurne échantillonnée sur douze heures (quatre mesures) doit être plus importante que sur neuf heures (trois mesures). Si le taux de variation est constant au cours de la journée, en passant de trois à quatre mesures par jour, la variance est multipliée par 5/3. La Figure 8.1(b) ne permet donc pas d'identifier aisément

les régions de forte variabilité cohérente.

Une forte variabilité cohérente indique que les cycles diurnes journaliers sont très répétitifs d'un jour à l'autre du mois. Ainsi le cycle diurne moyen mensuel peut être très représentatif des variations météorologiques journalières. Pour les régions de forte variabilité cohérente, le cycle diurne de la couverture nuageuse peut donc être issu des données de type C2.

**8.1.5.1.2 La variabilité interdiurne** représente des variations dont la fréquence peut varier de un à trente jours. La Figure 8.2 représente les variations interdiurnes de la couverture nuageuse, sans distinction de fréquence. La variabilité interdiurne est définie comme la moyenne des variances horaires, soit

$$\sigma_{int-d}^2 = \frac{1}{N_h} \sum_{h=1}^{N_h} \frac{\sum_{j=1}^{N_j} (F_{hj} - \bar{F}_h)^2}{N_j - 1}. \quad (8.3)$$

La Figure 8.2(a) montre la variabilité interdiurne de la couverture nuageuse, alors que la Figure 8.2(b) montre celle de la luminance normalisée des nuages. On remarque une similitude dans les deux figures qui laisse croire que les variabilités de ces deux paramètres ne sont pas indépendantes. On peut identifier des zones de fortes variabilité interdiurnes, comme par exemple la zone de convergence du Pacifique Sud, ou l'océan Atlantique Sud au large de l'Argentine. Pour ces régions où les cycles diurnes sont très variables d'un jour à l'autre, l'utilisation des données de type C2 ne sera probablement pas appropriée.

### 8.1.5.2 Les produits de type C2

Les données C2 produites à partir des données C1, représentent des moyennes mensuelles des paramètres nuageux échantillonnés toutes les trois heures. On dispose alors des variations intradiurnes cohérentes de ces paramètres. Ces données ne peuvent donc pas rendre compte des variations interdiurnes de la couverture nuageuse ou de l'épaisseur optique. Cependant, l'utilisation des données de type C2 présente plusieurs avantages par rapport aux données C1 :

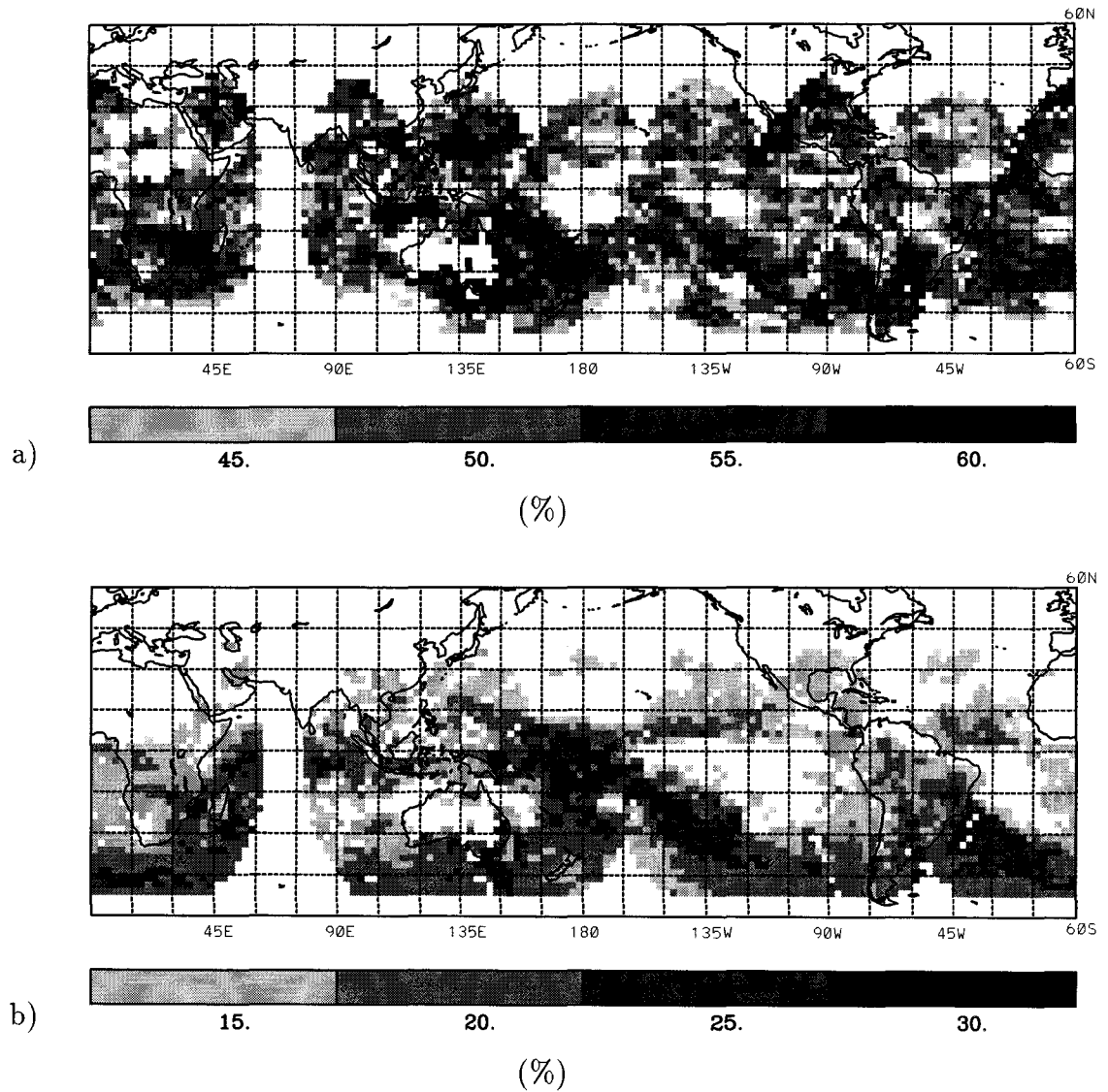


Fig. 8.2: Variabilité interdiurne de (a) la couverture nuageuse et (b) la radiance VIS des nuages ; (Les valeurs en-dessous du minimum et les données manquantes sont indiquées en blanc ; Figures réalisées à partir des données ISCCP C1 de jour pour le mois de décembre 1986).

- La quantité de données à prendre en compte est considérablement réduite (30 fois environ),
- Ces données sont de type climatologique; en supposant faibles les variations inter-annuelles (mis à part le phénomène El Niño), on peut utiliser les données du même mois d'une année équivalente,
- Les données C2 sont disponibles sur CD-ROM.

L'approche climatologique est très intéressante dans le cas d'un traitement de données opérationnel car il est peu réaliste de vouloir réaliser ce genre de traitement quand il nécessite l'apport des données simultanées qui, elles-mêmes, proviennent d'un traitement complexe. Pour prendre en compte de manière climatologique les variations diurnes de la couverture nuageuse du mois de décembre 1994, par exemple, il est possible d'utiliser les données d'un mois de décembre d'une autre année, ou encore de la moyenne des mois de décembre sur plusieurs années. On peut considérer que ces données sont disponibles et qu'elles peuvent donc être utilisées pour le traitement opérationnel de données les plus récentes.

### 8.1.6 Les paramètres significatifs des cycles diurnes

Les différents types de produits ISCCP permettent d'aborder le problème de l'interpolation diurne sous plusieurs approches. Il est possible de considérer que dans l'Equation 6.12 seule la variation diurne des fractions de type de scène est inconnue. Dans ce cas, on peut essayer d'estimer la variation diurne de ces fractions de type de scène en utilisant la variation diurne de la couverture nuageuse telle qu'elle est définie dans ISCCP. La correspondance entre les classifications ERBE et ISCCP n'est pas directe. On dispose soit d'une classification binaire, contenant donc moins d'information, soit d'une classification en neuf classes où les paramètres de la nébulosité sont plus explicites. L'utilisation de la classification binaire de la couverture nuageuse pour calculer les fractions de type de scène est décrite dans la Section 8.2. L'utilisation des neuf classes de nuages est décrite dans la Section 8.4.

On peut aussi considérer que la quantité à déterminer pour améliorer l'interpolation diurne est l'albédo de la région plutôt que la répartition des types de scène. La variation de l'albédo ne dépend donc plus des modèles angulaires ERBE mais provient alors des mesures ISCCP. Il y a plusieurs produits ISCCP qui peuvent permettre d'évaluer l'albédo d'une région. Ce sont la réflectance et l'épaisseur optique dans le domaine spectral visible. La Section 8.3 décrit l'utilisation de la réflectance *visible* pour calculer un albédo dans le domaine spectral solaire. Dans la Section 8.4, l'épaisseur optique est utilisée pour distinguer les différents types de nuages auxquels sont associés des modèles de dépendance angulaire de l'albédo .

Dans les trois sections suivantes, nous étudions comment chaque produit ISCCP peut être utilisé comme donnée exogène pour apporter l'information nécessaire à l'amélioration de l'interpolation diurne du flux solaire réfléchi.

## 8.2 Utilisations des produits ISCCP mensuels

L'information concernant l'étendue spatiale de la couverture nuageuse sur une région de 2.5° de coté est disponible dans les produits C1 et C2. Les données de type C2 sont produites à partir des données de type C1, cependant les paramètres disponibles sont en général légèrement différents. Par exemple tous les paramètres issus d'une analyse qui est différente le jour de la nuit, sont ajustés pour éliminer cette différence au sein des données. En effet, une telle différence pourrait être perçue comme une variabilité intradiurne.

### 8.2.1 Le taux de couverture nuageuse des produits de type C2

Les données de type C2 ne proposent qu'un seul paramètre pour calculer le taux de couverture nuageuse, c'est la *fréquence moyenne de pixels nuageux* ( $P_{\#8}^{C2}$ ),

$$F_{isccp}^{C2} = P_{\#8}^{C2} . \quad (8.4)$$

Le numéro du paramètre  $P_{\#n}^{C2}$  correspond au numéro de l'octet des fichiers de données C2, ce qui permet de retrouver le paramètre recherché dans toutes les documentations concernant les produits ISCCP de type C2.

Le calcul du taux de couverture nuageuse dans les produits de type C2 est effectué à partir de la version *VIS* et *IR* du nombre de pixels nuageux des données C1 (c.f. Section 8.3.1). Ce nombre de pixels est soumis à deux ajustements, le premier appliqué aux données de nuit et le deuxième sur l'ensemble du cycle diurne.

L'ajustement de nuit consiste à calculer la différence entre le nombre de pixels nuageux obtenus avec la méthode *VIS/IR* et celui obtenu en prenant en compte les luminances *IR* seules. Cette différence est interpolée linéairement à partir de valeurs au coucher et au lever du soleil sur les périodes de nuit correspondantes. Pour ces périodes de nuit, cette différence interpolée est ajoutée à la valeur dérivée de l'analyse *IR* seule.

Lors du calcul de la moyenne mensuelle du taux de couverture nuageuse à partir des moyennes mensuelles horaires, de petites corrections sont effectuées pour prendre en compte l'échantillonnage incomplet des variations diurnes. Ces ajustements sont déterminés en utilisant les variations diurnes moyennes sur une bande de latitude établies à partir des régions qui disposent de huit moyennes mensuelles horaires. Cet ajustement ne s'applique pas aux moyennes horaires.

La correspondance entre la définition de la couverture nuageuse par ISCCP et ERBE n'est pas immédiate. Les algorithmes de détection de nuages sont différents, et les classifications ne sont pas définies de manière identique. Il existe plusieurs possibilités pour convertir l'information ISCCP en données utilisables dans l'algorithme ERBE.

### 8.2.2 Calcul des fractions de type de scènes ERBE

La première approche est d'utiliser les taux de couverture nuageuse fournis par la base de donnée ISCCP pour calculer les fractions de types de scène ERBE,  $f_i$ .

### 8.2.2.1 Description de l'algorithme

La correspondance porte sur la définition d'un albédo régional. D'un côté, on dispose d'une classification binaire de la couverture nuageuse par ISCCP alors que de l'autre, la couverture nuageuse est définie par quatre classes propres à ERBE. L'albédo régional ISCCP peut être écrit comme

$$A_{reg} = A_{clr}(1 - F_{isccp}) + A_{neb}F_{isccp}, \quad (8.5)$$

où  $A_{clr}$  est l'albédo de la partie claire de la scène et  $A_{neb}$  l'albédo de la partie nuageuse. Le paramètre  $A_{clr}$  est extrait du modèle directionnel *clear* de ERBE, et  $A_{neb}$  du modèle directionnel *overcast*. Ce même albédo régional peut être calculé en utilisant la classification ERBE,

$$A_{reg} = \sum_{i=1}^4 \alpha_i[\mu(t_{obs})]f_i(t_{obs}). \quad (8.6)$$

Pour effectuer une correspondance cohérente entre les deux classifications il est décidé arbitrairement que les valeurs des modèles angulaires correspondant à un angle solaire zénithal nul seront utilisées. Ainsi  $A_{clr}$  et  $A_{neb}$  sont les valeurs extraites du modèle directionnel pour  $\mu(t) = 1$ . Il existe deux conditions inhérentes à la classification ERBE qui impose

$$\begin{aligned} \sum_{i=1}^4 f_i &= 1.0 \\ f_i &\geq 0.0. \end{aligned} \quad (8.7)$$

Pour calculer les  $f_i$ , on ne dispose donc que de deux équations. Ainsi il est nécessaire d'imposer une condition supplémentaire : si le taux de couverture nuageuse est inférieur à 0.5 la fraction de type de scène *overcast* est considérée comme nulle. Si ce taux est supérieur à 0.5, la fraction de type de scène *clear* est considérée comme nulle. Il reste un degré de liberté. Une valeur est choisie arbitrairement pour une des trois fractions non nulles et un test est effectué pour vérifier que les deux conditions de l'Equation 8.7 sont satisfaites.

### 8.2.2.2 Résultats et discussion

La région considérée ici à titre d'exemple est située sur l'Océan Atlantique, au large des côtes de la Namibie. Le centre de cette région est situé à 20° de latitude Sud et 5° de longitude Est. Cette région est régulièrement couverte par des bancs de stratocumulus. La Figure 8.3 montre des cycles diurnes moyens mensuels du flux solaire réfléchi sur cette région pour le mois de décembre 1986.

On remarque que lorsque l'algorithme est appliqué avec les données de NOAA-10, il n'y a pas d'amélioration du cycle diurne, au contraire, on observe même une certaine dégradation. Avec l'algorithme ERBE standard on trouve systématiquement un cycle diurne moyen quasiment symétrique par rapport à la valeur maximale de midi. Les heures de passage du satellite NOAA-10 permettent aux radiomètres d'effectuer des mesures entre 6h30 et 8h30 du matin en heure locale, ce qui pour des régions proches de l'équateur correspond à des angles solaires zénithaux supérieurs à 50 degrés. L'effet prépondérant dans le calcul des flux par extrapolation à partir d'une mesure est la variation de l'angle solaire zénithal. Cette variation étant du type sinusoidal, le rapport entre le flux incident à 6h30 et celui à midi peut facilement atteindre 1 :4 pour des latitudes faibles.

Le deuxième effet pris en compte par l'algorithme d'extrapolation est celui de la variation d'albédo en fonction de l'angle solaire. Dans le cas d'une scène claire comme dans le cas d'une couverture totale, l'albédo a tendance à augmenter au fur et à mesure que le soleil s'éloigne du zénith. La variation est fortement anisotrope pour une scène d'océan clair (*clear ocean*) et au contraire faiblement anisotrope pour une scène couverte (*overcast*). Le choix du modèle angulaire utilisé, qui provient de l'identification de la scène, aura un impact significatif sur le calcul d'extrapolation du flux réfléchi. Pour les régions de stratocumulus les données ISCCP de couverture nuageuse indiquent que le taux de couverture nuageuse est supérieur à 50 % quasiment en permanence (c.f. Figure 7.3). L'algorithme considère donc que la fraction *clear* de la scène est négligeable et que cette scène est plutôt constituée de parties *partly cloudy*, *mostly cloudy* et *overcast*. On a donc souvent recours au modèle an-



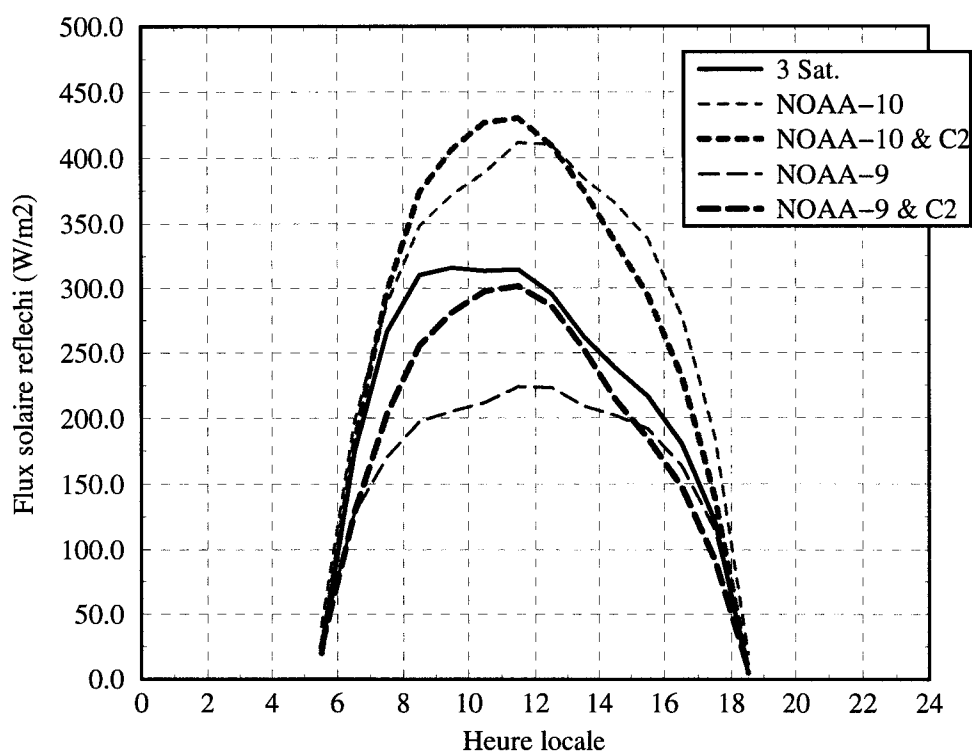


Fig. 8.3: Cycles diurnes moyens mensuels du flux solaire réfléchi basés sur les données d'un ou plusieurs satellites ; région de géotype océan centrée sur 20° de latitude Sud et 5° de longitude Est durant le mois de décembre 1986 (Figure réalisée à partir de données ERBE et des données corrélatives de couverture nuageuse ISCCP de type C2).

gulaire *overcast* qui est fortement isotrope. Ainsi, malgré la baisse importante du taux de couverture nuageuse entre le matin et l'après-midi, la variation (diminution) d'albédo est, dans bien des cas, inférieure à celle basée sur les fractions de scènes de la mesure ERBE.

Pour illustrer ce phénomène, considérons un exemple concret. Le 09 décembre 1986, NOAA-10 effectue une mesure vers 6h30. Pour calculer la valeur correspondante du flux à 11h30, on utilise l'Equation 6.12 dont les termes sont calculés dans le tableau 8.2. L'effet de variation de l'élévation solaire entre 6h30 et 11h30 fait que le flux incident est multiplié par 3.6. Ce jour là, l'identification de scène ERBE a déterminé que la scène était *partly cloudy* à 100 %. Selon le modèle angulaire ERBE d'une scène *partly cloudy*, la variation de l'albédo entre 6h30 et 11h30 entraîne une diminution de la fraction réfléchi du flux incident de 2.4. Globalement le flux solaire réfléchi est multiplié par 1.5 entre 6h30 et 11h30.

Tab. 8.2: Extrapolation d'une mesure entre 6h30 et 11h30, selon l'algorithme ERBE standard (std) et l'algorithme ERBE modifié utilisant les données ISCCP (C2) pour définir la variation de la couverture nuageuse.

	Termes de l'Equation 6.12				
Algorithme	$M_{SW}(6h30)$ (W/m <sup>2</sup> )	$\frac{\mu(11h30)}{\mu(6h30)}$	$\frac{A_{reg}(11h30)}{A_{reg}(6h30)}$	$\frac{\mu(11h30)}{\mu(6h30)} \frac{A_{reg}(11h30)}{A_{reg}(6h30)}$	$M_{SW}(11h30)$ (W/m <sup>2</sup> )
ERBE Std	144	3.6	$\frac{1}{2.4}$	1.5	214
ERBE C2	144	3.6	$\frac{1}{1.6}$	2.25	325

Si on considère maintenant le modèle utilisant les données ISCCP, il faut considérer que le taux de couverture nuageuse passe de 88 % à 6h30 à 77 % à 11h30. Le problème est que 88 % de couverture nuageuse est interprété comme une scène fortement nuageuse, soit avec une fraction *overcast* non négligeable. Or, l'anisotropie de ce type de couverture est beaucoup plus faible que celle d'une scène *partly cloudy*.

Ici, la variation de l'albédo entre 6h30 et 11h30 entraîne une diminution de la fraction réfléchi du flux incident de 1.6. Le flux solaire réfléchi est donc multiplié par 2.25 au lieu de 1.5. On a donc l'effet inverse de celui escompté.

De même pour NOAA-9 qui effectue des mesures entre 14h30 et 16h30, heure locale. Dans les régions de stratocumulus, c'est la période de la journée durant laquelle le taux de couverture nuageuse est le plus faible. Cependant les taux ISCCP sont quand même autour de 50 % ; on utilise donc les modèles angulaires de type *partly cloudy*, *mostly cloudy* et *overcast*. Donc avec ces modèles plus isotropes que le modèle *clear*, la valeur à midi pour laquelle le flux incident est maximal, est surestimée. On obtient un cycle diurne du flux solaire réfléchi qui se rapproche artificiellement de la courbe obtenue avec les données de trois satellites.

Il faut donc changer d'approche pour utiliser des modèles angulaires plus cohérents avec les mesures ERBE. En effet, le taux de couverture nuageuse ISCCP seul ne peut pas donner le modèle directionnel à appliquer pour faire varier l'albédo de la couverture nuageuse en présence.

### 8.2.3 Calcul de l'albédo ERBE

La deuxième approche est d'établir la correspondance entre la variation de la couverture nuageuse et la variation d'albédo au cours de la journée. Cette correspondance repose également sur les Equations 8.5 et 8.6. Le calcul de l'albédo de la région,  $A_{reg}$ , s'effectue toujours avec l'Equation 8.5 dans laquelle la valeur de  $A_{neb}$  est basée sur la mesure ERBE de la journée.

A partir d'une mesure ERBE, on dispose de la distribution des fractions de type de scène,  $f_i(t_{obs})$ , et des modèles directionnels pour la géométrie particulière de la mesure  $\alpha_i[\mu(t_{obs})]$ . On calcule l'albédo régional à l'heure de la mesure à partir de l'Equation 8.6 appliquée à l'heure d'observation

$$A_{reg}(t_{obs}) = \sum_{i=1}^4 \alpha_i[\mu(t_{obs})] f_i(t_{obs}). \quad (8.8)$$

La variable  $A_{reg}$  étant connue, l'Equation 8.5 permet d'en déduire l'albédo de la

couverture nuageuse de la scène à l'instant de l'observation,  $t_{obs}$ , c'est-à-dire,

$$A_{neb}(t_{obs}) = (A_{reg}(t_{obs}) - A_{clr}(t_{obs})(1 - F_{isccp}(t_{obs}))) \frac{1.0}{F_{isccp}(t_{obs})}, \quad (8.9)$$

où  $A_{clr}$  est issu du modèle directionnel *clear* et  $F_{isccp}(t_{obs})$  est le taux de couverture nuageuse donné par ISCCP pour la tranche horaire correspondant à celle de la mesure ERBE. Le paramètre  $A_{neb}$  doit varier au cours de la journée en fonction de l'angle solaire zénithal,  $\theta_0$ . La variation d'albédo étant généralement définie par un modèle directionnel, il faut déterminer à quel modèle angulaire  $A_{neb}$  se rattache le mieux. On détermine donc les deux modèles qui encadrent la valeur  $A_{neb}(t_{obs})$  puis on calcule un facteur,  $\beta$  qui donne le poids relatif de ces deux modèles, tel que

$$A_{neb}[\mu(t_{obs})] = \alpha_i[\mu(t_{obs})]\beta + \alpha_{i+1}[\mu(t_{obs})](1 - \beta), \quad (8.10)$$

où  $\alpha_i$  et  $\alpha_{i+1}$  sont les albédos qui encadrent le mieux la valeur de  $A_{neb}$ . Pour déterminer l'albédo de la couverture nuageuse à une autre heure, on utilise la relation suivante pour faire subir à  $A_{neb}$  une variation relative à l'angle solaire qui suit celle des modèles angulaires concernés

$$A_{neb}[\mu(t')] = \left( \beta \frac{\alpha_i[\mu(t')]}{\alpha_i[\mu(t_{obs})]} + (1 - \beta) \frac{\alpha_{i+1}[\mu(t')]}{\alpha_{i+1}[\mu(t_{obs})]} \right) A_{neb}[\mu(t_{obs})]. \quad (8.11)$$

La variation de  $A_{clr}$  est celle du modèle angulaire *clear* et la variation du taux de couverture nuageuse est donnée par ISCCP. Pour calculer le nouvel albédo de la scène on utilise l'Equation 8.5.

#### 8.2.4 Interpolations entre les mesures ISCCP

L'utilisation de l'une ou l'autre approche nécessite d'avoir une valeur de  $F_{isccp}$  pour chaque boîte horaire, c'est-à-dire pour chaque heure de la journée. La résolution temporelle des produits C1 comme C2 étant de trois heures, il est donc nécessaire de calculer des valeurs intermédiaires aux mesures ISCCP. On fait l'hypothèse que le taux de couverture nuageuse varie linéairement entre deux instants pour lesquels une mesure est disponible. Cette hypothèse repose sur le fait que l'intervalle de temps

entre deux mesures est relativement court et qu'une variation d'un autre ordre ne paraît pas raisonnable à appliquer sur l'ensemble de l'échantillon. On pourrait imaginer appliquer une variation d'ordre deux entre deux mesures encadrant un extremum, encore faudrait-il être capable de détecter cet extremum. Pour le calcul de valeurs proches du lever et du coucher du soleil nous sommes contraints d'utiliser une valeur de nuit et une valeur de jour pour procéder à l'interpolation. Or nous avons vu que les valeurs de nuit sont calculés à partir de luminances  $IR$  seules, de sorte que les couvertures nuageuses du matin et du soir pourraient être légèrement sous-estimées dans le cas de nuages de basse altitude. Cependant l'information apportée par la mesure de nuit pour compléter le cycle diurne de jour est tout à fait critique. Sans cette mesure, il faudrait procéder à une extrapolation à partir d'une mesure de jour sans pouvoir déterminer avec certitude le sens de variation de la couverture nuageuse à cet instant précis.

Ainsi, à partir d'une variation diurne du taux de couverture nuageuse ISCCP on calcule, pour chaque heure de la journée, les quatre fractions de types de scènes ERBE ou l'albédo de la région. Ces fractions ou cet albédo sont utilisés ensuite dans l'algorithme d'interpolation et extrapolation diurne du flux ondes courtes réfléchi.

## 8.2.5 Résultat et discussion

L'algorithme décrit dans la Section 8.2.3 est appliqué aux données provenant des satellites NOAA-9 et NOAA-10 pour calculer des cycles diurnes du flux solaire réfléchi ainsi que des valeurs moyennes mensuelles.

### 8.2.5.1 Les régions couvertes par des stratocumulus

Cet algorithme est utilisé en premier sur les régions étudiées dans la Section 6.3.3.1. La Figure 8.4 représente cinq cycles diurnes du flux solaire réfléchi, dont trois proviennent des données ERBE d'origine. Les deux nouvelles courbes, représentées en pointillés épais courts et longs, sont des cycles diurnes calculés à partir des données NOAA-10 et NOAA-9, respectivement, et des données corrélatives de couverture

nuageuse.

Le cycle diurne établi à partir de l'ensemble des données des trois satellites est considéré comme étant le plus fiable. Nous considérons qu'il y a une amélioration si le cycle diurne calculé à partir des données d'un seul satellite se rapproche du cycle diurne multi-satellites ou s'il se rapproche des autres cycles diurnes mono-satellite. Idéalement, les cycles dérivés de NOAA-9 et NOAA-10 devrait être superposés.

La Figure 8.4 montre une amélioration significative pour les deux ensembles de données par rapport aux données ERBE d'origine. Les cycles diurnes mono-satellite sont plus proches l'un de l'autre et aussi plus proches du cycle multi-satellites. Les cycles diurnes mono-satellite d'origines étaient symétriques par rapport à midi, car ils sont basés sur une seule mesure et considérant que la couverture nuageuse était constante au long de la journée. L'utilisation de la variation de la couverture nuageuse des données ISCCP C2 permet de bien prendre en compte l'asymétrie de l'albédo entre le matin et l'après-midi due à une constante diminution de la couverture nuageuse entre le lever et le coucher du soleil.

La différence absolue entre la moyenne mensuelle du flux solaire réfléchi obtenue avec les données NOAA-9 et celle obtenue avec NOAA-10 est maintenant de  $35 \text{ W/m}^2$  contre  $70 \text{ W/m}^2$  pour les données ERBE d'origine. Cette différence correspond à une différence relative de l'ordre de 25 %.

#### 8.2.5.2 Région de convection sur le Sud-Ouest africain

L'algorithme est ensuite appliqué sur le Nord de la Namibie, région caractéristique de forts développements convectifs de nuages au cours de la journée. Comme pour la région précédente, la Figure 8.5 montre les cycles diurnes obtenues à partir des données issues de NOAA-9 et NOAA-10 avec et sans l'utilisation des données ISCCP. L'amélioration apportée par l'information sur la variation diurne moyenne de la couverture nuageuse est très sensible. Les cycles diurnes produits à partir de chaque satellite sont plus proches. Il correspondent également mieux aux résultats obtenus à partir des données des trois satellites. On remarque la nette disymétrie entre le

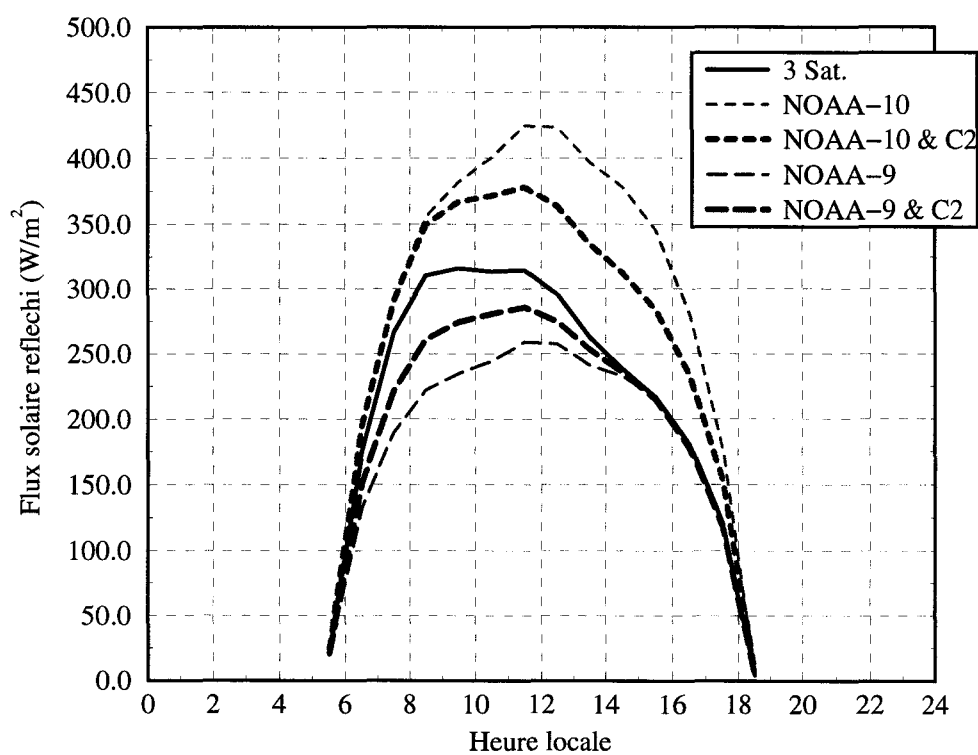


Fig. 8.4: Cycles diurnes moyens mensuels du flux OC réfléchi basés sur les données d'un ou plusieurs satellites ; région de géotype océan centrée sur 20° de latitude Sud et 5° de longitude Est durant le mois de décembre 1986 (Figure réalisée à partir de données ERBE et des données corrélatives de couverture nuageuse ISCCP de type C2).

matin et l'après-midi, lié au développement convectif qui suit l'échauffement diurne de la surface.

La moyenne mensuelle du flux solaire réfléchi à partir d'un seul satellite est maintenant à moins de  $15 \text{ W/m}^2$  de celle obtenue avec l'ensemble des données. La différence absolue entre la moyenne mensuelle du flux solaire réfléchi obtenue avec les données NOAA-9 et celle obtenue avec NOAA-10 est maintenant de  $30 \text{ W/m}^2$  contre  $60 \text{ W/m}^2$  pour les données ERBE d'origine. Cette différence correspond à une différence relative de l'ordre de 20 %. Les améliorations sont donc du même ordre que pour la région de stratocumulus.

### 8.2.5.3 Région océanique à l'Ouest de l'Australie

Cette région ne présente pas de phénomènes météorologiques exceptionnels et l'algorithme d'extrapolation diurne appliqué aux données d'un satellite y procure des résultats satisfaisants. L'utilisation de données corrélatives mensuelles de variation de la couverture nuageuse produit, par contre, des cycles diurnes très sensibles au satellite considéré.

Bien que les variations diurnes de la nébulosité ne soient pas cohérentes au cours du mois, le cycle diurne moyen mensuel du taux de couverture nuageuse de la Figure 7.8 montre une diminution importante pendant les heures d'ensoleillement maximum. Au regard de la Figure 8.6, on peut mettre en doute la signification statistique de ce cycle diurne moyen mensuel. En effet, si réellement la nébulosité était systématiquement plus importante à 7h30 qu'à 14h30, les flux solaires mensuels de NOAA-9 et NOAA-10 ne seraient pas si proches. De plus, une fois l'information sur la couverture nuageuse prise en compte, ces flux devraient être encore plus proches, or l'inverse se produit. Il faut donc conclure que la variation diurne moyenne que nous imposons à partir des données ISCCP C2 ne correspond pas à une réalité météorologique quotidienne.

Cette exemple illustre les limitations de l'utilisation d'une climatologie à l'échelle du mois dans des régions où les variations interdiurnes sont significatives. Il est



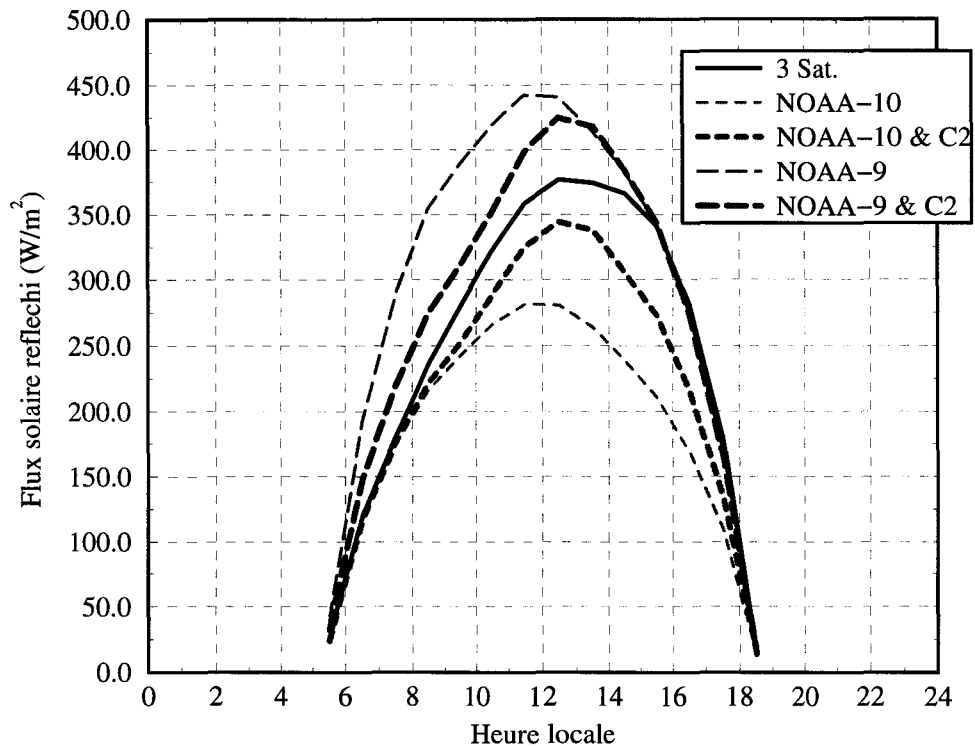


Fig. 8.5: Cycles diurnes moyens mensuels du flux OC réfléchi basés sur les données d'un ou plusieurs satellites ; région de géotype terre centrée sur 20° de latitude Sud et 20° de longitude Est durant le mois de décembre 1986 (Figure réalisée à partir de données ERBE et des données corrélatives de couverture nuageuse ISCCP de type C2).

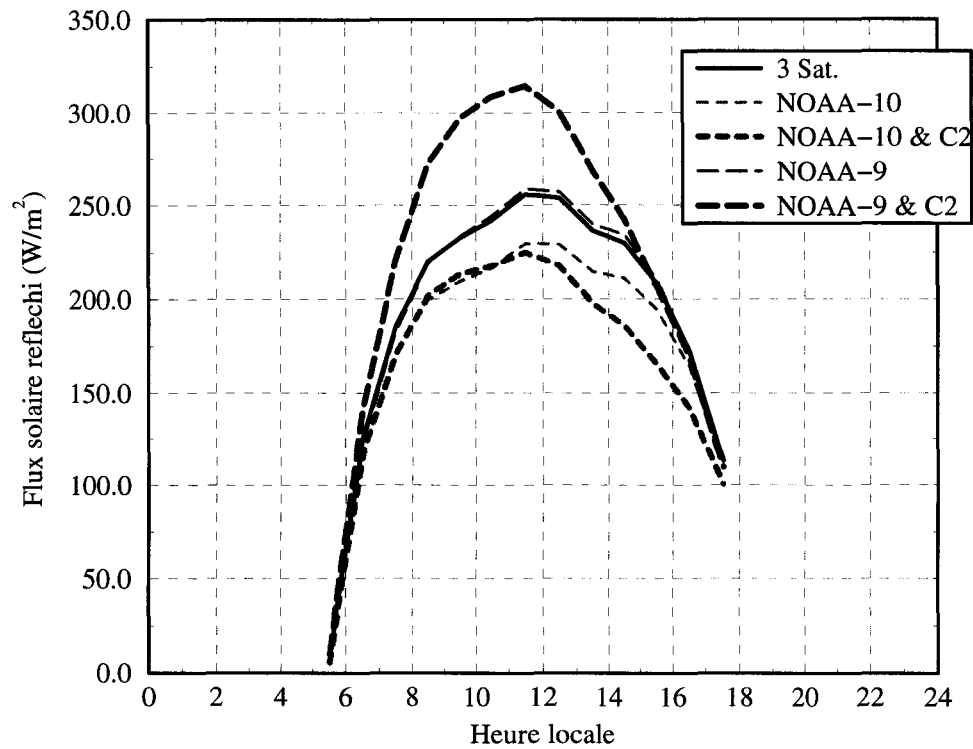


Fig. 8.6: Cycles diurnes moyens mensuels du flux OC réfléchi basés sur les données d'un ou plusieurs satellites ; région de géotype océan centrée sur  $16^\circ$  de latitude Sud et  $96^\circ$  de longitude Est durant le mois de décembre 1986 (Figure réalisée à partir de données ERBE et des données corrélatives de couverture nuageuse ISCCP de type C2).

important d'identifier ces régions étant donné que l'hypothèse de météorologie constante de l'algorithme ERBE permet d'obtenir des produits mensuels satisfaisants à partir d'un seul satellite.

#### 8.2.5.4 Etude globale

Pour vérifier la validité de l'algorithme, nous l'appliquons aux régions comprises entre les latitudes  $50^\circ N$  et  $50^\circ S$ . La Figure 8.7(a) montre la différence relative entre les moyennes mensuelles du flux solaire réfléchi issues des données NOAA-9 et celles issues de NOAA-10. Les flux sont des moyennes mensuelles calculées à partir des données ERBE et des données corrélatives de couverture nuageuse de type ISCCP C2 . Dans la Figure 8.7(a), les valeurs négatives, indiquées en noir et gris foncé, représentent des régions pour lesquelles les données échantillonnées à partir de NOAA-9 ont produit des flux moyens mensuels inférieurs à ceux issus des données de NOAA-10. Les valeurs positives, correspondant à des flux NOAA-9 supérieurs aux flux NOAA-10, sont représentées en gris clair. Les régions indiquées en blanc représentent soit des données manquantes, soit une différence assez faible entre les flux de NOAA-9 et ceux de NOAA-10.

La Figure 8.7(b) représente les changements apportés par l'algorithme par rapport aux données ERBE d'origine. On peut considérer ce changement comme la différence entre la Figure 7.12 et la Figure 8.7(a). Les régions où l'algorithme a apporté une amélioration significative sont représentées en gris foncé. Si l'algorithme a augmenté la différence entre NOAA-9 et NOAA-10, la région est indiquée en gris clair. Les zones laissées en blanc correspondent à des régions où, soit l'algorithme n'a pas été appliqué par manque des données ISCCP, soit l'algorithme n'a pas apporté de modifications significatives. Un seuil de  $5 \text{ W/m}^2$  est utilisé pour déterminer si un changement est significatif. Ce seuil est basé sur la précision de l'algorithme utilisé pour reproduire le traitement d'origine des données ERBE ainsi que la précision des flux moyens mensuels déterminés à partir des données ERBE qui a été évaluée à  $5 \text{ W/m}^2$  [25].

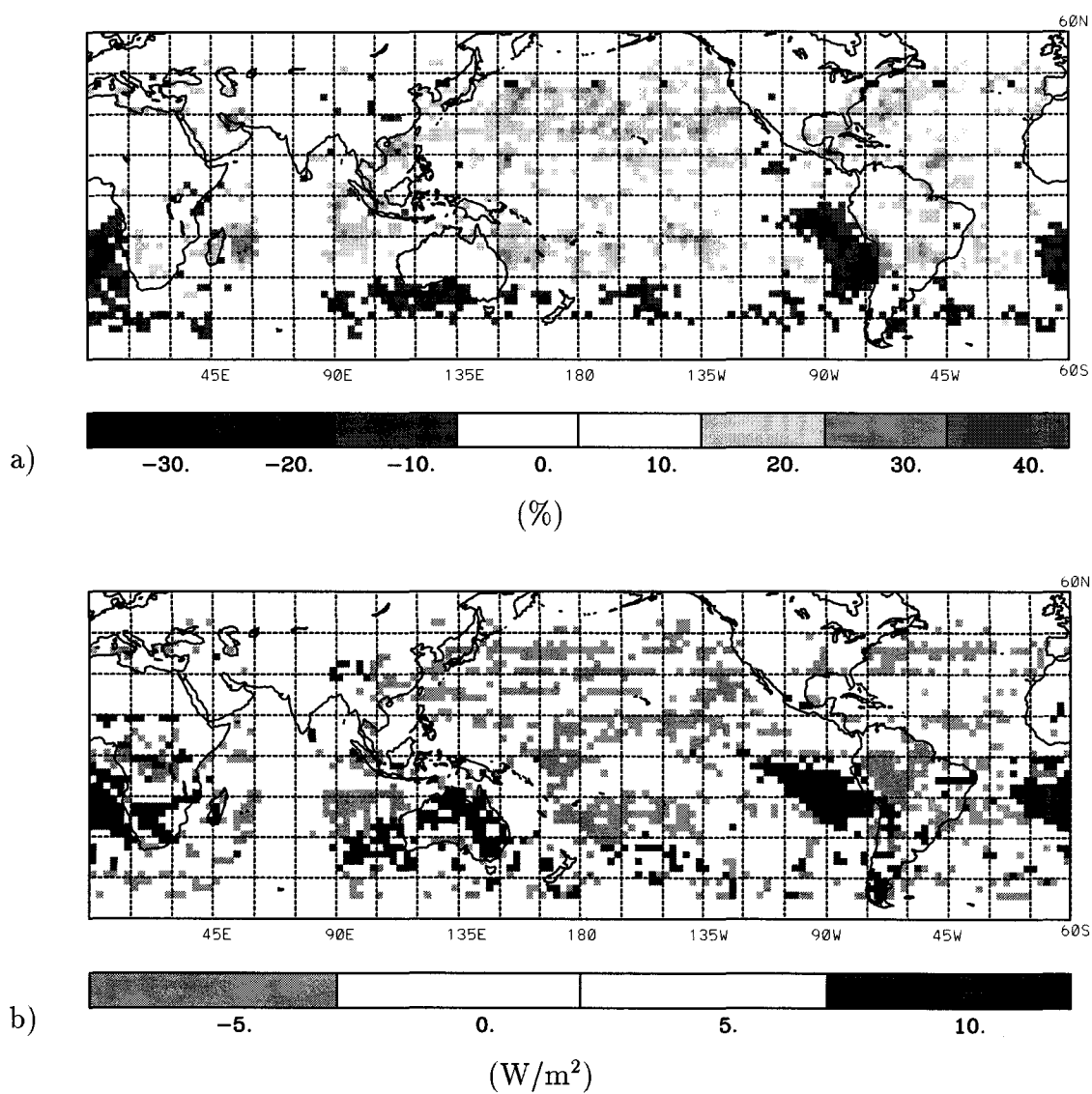


Fig. 8.7: Différence relative entre les moyennes mensuelles du flux solaire réfléchi issues des données NOAA-9 et issues de NOAA-10 utilisant des données corrélatives ISCCP C2 de couverture nuageuse ; (a) différence relative (b) variation de la valeur absolue de la différence (ERBE-seul - ERBE/ISCCPC2) ; (Figure réalisée à partir des données ERBE et ISCCP du mois de décembre 1986).

En étudiant ces deux figures, on remarque que des améliorations significatives sont apportées dans toutes les régions océaniques tropicales couvertes de nuages stratiformes de basse altitude. Ces régions sont le site de phénomènes météorologiques dont la variabilité intradiurne cohérente est très significative (c.f. Figure 8.1). On remarque aussi des améliorations sur les continents Africains et Australiens proches des latitudes tropicales.

Cependant, pour une majorité de l'hémisphère Nord, l'algorithme n'apporte pas d'amélioration significative aux données d'origines. Pour la plupart de ces régions, le cycle diurne moyen mensuel de la couverture nuageuse, n'est pas représentatif de la météorologie journalière. On voit ainsi les limitations de l'algorithme utilisant des moyennes mensuelles des variations diurnes pour améliorer l'interpolation diurne des observations du bilan radiatif de la Terre.

Dans certains cas l'utilisation des données ISCCP C2 corrélatives augmentent la différence entre les produits mensuels de NOAA-9 et NOAA-10. Les variations de la couverture nuageuse ne suivent pas forcément les changements diurnes des propriétés physiques des nuages. Dans certains cas, une augmentation de la couverture nuageuse peut correspondre à une diminution de l'épaisseur optique. Dans ce cas, l'algorithme ne prendra pas en compte le facteur de variation prépondérant et la différence entre les données des deux satellites ne pourra pas être corrigée. A noter que les données provenant de satellites géostationnaires manquent dans le domaine de longitude compris entre  $60^\circ E$  et  $75^\circ E$ .

L'effet moyen de l'utilisation des données mensuelles de couverture nuageuse sur l'algorithme d'interpolation diurne est résumé dans le Tableau 8.3. Sur un total d'environ 6000 régions, un peu moins de 2500 ont vu leur flux être modifié par l'algorithme, de telle sorte que la différence entre les flux obtenus à partir de NOAA-9 et NOAA-10 soit, elle aussi, modifiée de manière significative. Pour 1425 régions, la différence a diminué avec l'utilisation des données de couverture nuageuse de type ISCCP C2. La moyenne sur ces 1425 régions de la différence a été divisée par trois et l'écart type moyen réduit de plus de moitié. Cependant, 1005 régions

Tab. 8.3: Moyennes et écarts types de la différence entre les flux moyens mensuels obtenus par NOAA-9 et ceux de NOAA-10. Les flux solaires réfléchis sont obtenus à partir des données ERBE soit seules soit complétées par des données de couverture nuageuse de type ISCCP C2.

	Différence absolue : NOAA-9 - NOAA-10 ( $W/m^2$ )			
Impact de l'algorithme	Amélioration		Détérioration	
Nombre de régions	1425		1005	
Données utilisées	ERBE	ERBE ISCCP C2	ERBE	ERBE ISCCP C2
Moyenne	-4.1	-1.6	5.0	10.8
Ecart type	23.7	12.9	9.0	21.4

ont subi une modification qui provoque une augmentation de la différence lorsqu'on utilise les données ISCCP. La moyenne des différences et l'écart type moyen sont multipliés par deux.

### 8.3 Utilisation des paramètres nuageux journaliers

Nous avons étudié la possibilité de modifier l'application des modèles directionnels pour calculer les variations d'albédo au cours du cycle diurne en utilisant les variations diurnes du taux de couverture nuageuse. D'une manière plus directe, nous allons étudier la possibilité d'utiliser des données sur les variations diurnes de l'albédo. En effet, comme nous l'avons vu dans la section précédente, les variations diurnes de l'albédo sont primordiales pour modéliser correctement les cycles diurnes du flux solaire réfléchi. Si on dispose de ces variations sous formes de données

exogènes, on s'affranchit de l'utilisation des modèles angulaires directionnels dont les faiblesses ont été décrites précédemment.

Cependant, l'utilisation de l'algorithme d'interpolation et d'extrapolation diurnes dans le domaine spectral solaire nécessite la connaissance de l'albédo à chaque boîte horaire de la journée entre le lever et le coucher du soleil. Dans le cas où les données sont incomplètes il faut avoir recours à un modèle d'interpolation et d'extrapolation adapté pour compléter le cycle de manière rigoureuse sans créer de biais. Or, les données ISCCP ont une résolution temporelle fine mais ne procurent pas des informations toutes les heures. En général, on dispose de données toutes les trois heures, ce qui correspond dans le meilleur des cas à quatre mesures par jour et parfois ne procure qu'une mesure par jour.

### 8.3.1 Le taux de couverture nuageuse des produits de type C1

Dans les données de type C1, on dispose de six paramètres pour calculer la quantité de nuages sur une région :

1. Le nombre total de pixels échantillonnés ( $P_{\#5}^{C1}$ ),
2. Le nombre de pixels nuageux ( $P_{\#6}^{C1}$ ),
3. Le nombre de pixels nuageux détectés par le canal IR ( $P_{\#7}^{C1}$ ),
4. Le nombre de pixels marginalement nuageux, canal IR seul ( $P_{\#8}^{C1}$ ),
5. Le nombre de pixels marginalement nuageux, canaux VIS et IR (J) ( $P_{\#9}^{C1}$ ),
6. Le nombre de pixels nuageux détectés par le canal IR seul (J) ( $P_{\#10}^{C1}$ ),

Le numéro du paramètre  $P_{\#n}^{C1}$  correspond au numéro de l'octet des fichiers de données C1, ce qui permet de retrouver le paramètre recherché dans toutes les documentations concernant les produits ISCCP de type C1. Dans ces données, deux versions différentes de la quantité de nuages sont proposées pour les heures de jour. Une

version du nombre de pixels nuageux est obtenue à partir des luminances  $IR$  seules, comme il est fait dans les conditions de nuit. L'autre version combine la détection des nuages obtenus à partir des luminances  $VIS$  et  $IR$ . En effet, les luminances  $IR$  sont peu sensibles aux nuages de basse altitude, surtout dans le cas de nuages fractionnés, de sorte que l'analyse par les luminances  $VIS$  détecte plus de nuages de basse altitude que celle basée sur les luminances  $IR$ .

Ces données sont utilisées uniquement dans des conditions de jour, il n'est donc pas nécessaire de se préoccuper des différences de quantité de nuages entre le jour et la nuit. Pour calculer le taux de couverture nuageuse sur une région, nous effectuons le rapport entre le nombre de pixels nuageux et le nombre total de pixels, en prenant en compte le nombre de pixels qui sont marginalement nuageux. Ces pixels sont considérés comme couverts à 50 %, le nombre de pixels nuageux est donc ajusté en y retranchant la moitié des pixels nuageux marginaux. Ainsi nous définissons le taux de couverture nuageuse ISCCP issu des données de type C1 par

$$F_{isccp}^{C1} = \frac{P_{\#6}^{C1} - 0.5P_{\#9}^{C1}}{P_{\#5}^{C1}}. \quad (8.12)$$

La nuit  $P_{\#9}^{C1}$  vaut simplement zéro.

### 8.3.2 Les luminances ISCCP

Les produits ISCCP de type C1 comportent les moyennes des luminances, dans les deux domaines spectraux *visible* et *infrarouge*, qui ont servies à déterminer la couverture nuageuse et les propriétés des nuages tels que l'épaisseur optique. Ces luminances moyennes sont produites séparément pour les pixels clairs et les pixels nuageux. En fait, le produit appelé luminance *visible* est la luminance *visible* mesurée,  $L_{mes}^{VIS}$ , exprimée par rapport à  $E_0^{VIS}$ , la constante solaire pondérée par la réponse de l'instrument et corrigé de la distance Terre-Soleil,

$$L^{VIS}(\theta_0, \theta, \phi) = \frac{L_{mes}^{VIS}(\theta_0, \theta, \phi)}{E_0^{VIS}}. \quad (8.13)$$

Cette luminance peut être considérée comme une *luminance normalisée*, elle est sans dimension. Cette luminance normalisée permet de rendre compte de l'opacité



du nuage. A partir de la luminance normalisée, on peut définir une réflectance bi-directionnelle

$$R^{VIS}(\theta_0, \theta, \phi) = \frac{L^{VIS}(\theta_0, \theta, \phi)}{\cos\theta_0}, \quad (8.14)$$

où l'angle solaire zénithal  $\theta_0$  est la valeur correspondant spatialement et temporellement au pixel concerné. La valeur lue dans le paramètre défini comme luminance *visible* est finalement une réflectance bi-directionnelle pour des conditions d'ensoleillement zénithal. Aucune correction angulaire n'est utilisée pour prendre en compte les changements de géométries de mesure en fonction des régions observées et des satellites utilisés. Ce choix est justifié dans la documentation ISCCP [78] par le fait que les comparaisons temporelles sont effectuées indépendamment pour chaque boîte horaire et que la géométrie solaire peut être considérée comme constante au cours d'un mois. De même la géométrie de mesure est constante pour chaque région si on considère les images des satellites géostationnaires. Ce n'est cependant pas le cas pour les mesures provenant des satellites polaires. Il est fait état dans la documentation ISCCP [78] que la correction appliquée aux luminances *visible* néglige la faible anisotropie des réflectances de surface continentales ainsi que la dépendance en angle zénithal d'observation de la diffusion Rayleigh et de l'absorption par l'ozone. La documentation précise que les erreurs absolues introduites en négligeant ces effets ne dépassent pas 1 à 2 %, pour les géométries de mesure des satellites polaires. Seules les océans très foncés pourraient être affectés par cette approche, mais les luminances *visible* des pixels *clairs* sont comparées à un modèle de réflectance de l'océan pour éliminer la contamination par des nuages de ces pixels *clairs*. Donc ce choix ne devrait pas introduire de biais dans la classification binaire des pixels clairs et nuageux. Cette justification ne s'applique bien sûr pas à notre utilisation de la réflectance.

La réflectance bi-directionnelle des nuages est obtenue à partir des luminances *visible* des pixels nuageux. A partir de ce point apparaissent deux difficultés :

- Il faut transformer les réflectances *visible* en albédos dans le domaine spectral des *ondes courtes*,

- il faut compléter le cycle diurne pour obtenir une valeur à chaque heure de la journée.

La transformation des réflectances ISCCP en albédos de bilan radiatif peut être faite de plusieurs manières. Une étude de la réflectivité spectrale des nuages sur différents fonds terrestre ou maritimes pourrait mettre en évidence la correspondance entre les albédos dans le domaine visible et le domaine des ondes courtes. Il nous a paru plus aisé de procéder à des comparaisons entre les données ERBE et ISCCP pour des régions colocalisées et des conditions de mesures et d'éclairement comparables [81].

### 8.3.3 Conversion des luminances ISCCP en albédos ERBE

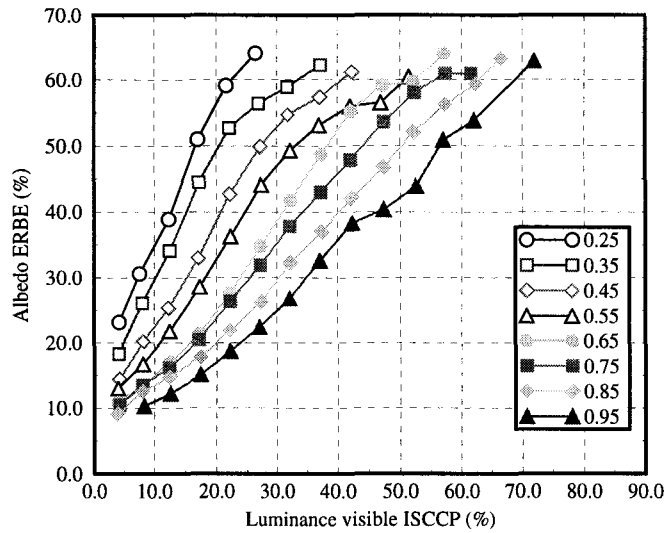
La première étape pour pouvoir utiliser les luminances normalisées ISCCP consiste à comparer des albédos régionaux ERBE issus des données moyennes régionales instantanées (produit ERBE de type S9, Record 2), et les luminances normalisées de couverture nuageuse issues des données ISCCP C1. La comparaison est effectuée sur des mesures quasiment simultanées et colocalisées pour des types de scène identiques. La différence entre les cosinus des angles solaires zénithaux doit être inférieure à 0.1 et l'écart entre les heures de mesures ne doit pas dépasser une heure et demi. Pour obtenir la meilleure correspondance possible, seuls les pixels nuageux à l'intérieur d'une région de  $2.5^\circ$  sont considérés et l'albédo ERBE est calculé comme la moyenne pondérée des albédos des trois types de scènes *partly cloudy*, *mostly cloudy* et *overcast* [81].

La Figure 8.8 montre les albédos régionaux ERBE en fonction de la luminance normalisée *visible* des nuages ISCCP, pour huit intervalles de cosinus de l'angle solaire zénithal. La surface sous-jacente est de type *océan* dans la Figure 8.8(a) et *terre* dans la Figure 8.8(b). On remarque que la corrélation entre les deux variables dépend fortement de l'angle solaire zénithal. A albédo constant, la luminance ISCCP augmente avec le cosinus de l'angle solaire, c'est-à-dire lorsque le flux solaire incident

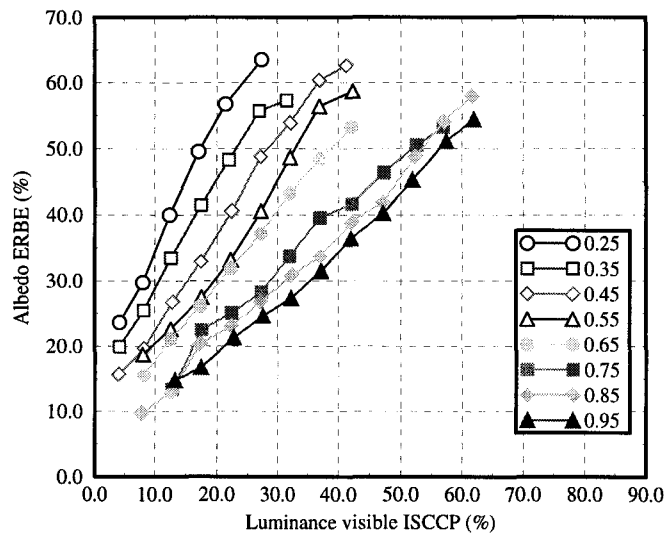
augmente. Le type de la surface sous-jacente, *océan* ou *terre*, ne semble pas avoir un effet très significatif sur la corrélation.

La Figure 8.9 montre les mêmes albédos ERBE en fonction des réflectances *visible* des nuages ISCCP, tenant compte de l'angle zénithal du rayonnement solaire incident. La dépendance angulaire est alors nettement moindre mais n'a pas complètement disparue. Toutes les courbes sont maintenant proches de la première bissectrice et sont quasiment alignées. Cependant, leurs pentes sont inférieures à 1.0, c'est-à-dire pour un intervalle d'albédo donné, l'intervalle de réflectance correspondant sera plus important. Cet effet peut être dû aux propriétés spectrales de la réflectance qui sont différentes dans le visible que dans l'ensemble du spectre solaire. Dans ce cas, cet effet doit être similaire pour des scènes terrestres et océaniques. La courbe correspondant à un soleil au zénith ( $\cos \theta_0 = 0.95$ ) est en-dessous de la première bissectrice, alors que les autres courbes sont au-dessus de la première bissectrice lorsque les réflectances sont faibles et en-dessous lorsque les réflectances sont fortes. L'alignement des courbes n'est pas parfait car l'albédo ERBE prend en compte l'anisotropie de la scène alors que la luminance ISCCP n'est valable que dans la direction de la mesure. On remarque que la différence entre les courbes augmente avec l'angle  $\theta_0$ , ce qui correspond bien au comportement des modèles angulaires directionnels. En effet, la différence est plus forte pour des albédos faibles car à un albédo faible correspond une scène claire ou partiellement nuageuse. D'après les modèles angulaires, l'anisotropie de ces scènes est la plus forte. La différence devient très faible pour des albédos forts qui correspondent en général à des scènes fortement couvertes de nuages et donc beaucoup plus isotropes. De plus, on remarque une nette différence entre les courbes obtenues pour une surface océanique et celles correspondant à une surface terrestre. L'anisotropie de la scène est nettement moindre sur la terre que sur l'océan. Ainsi la différence entre albédo ERBE et réflectance ISCCP est moins sensible à la couverture nuageuse.

Un autre facteur à prendre en compte dans l'explication de ces écarts, certes plus qualitatif, réside dans l'échantillonnage des mesures utilisées pour établir cette



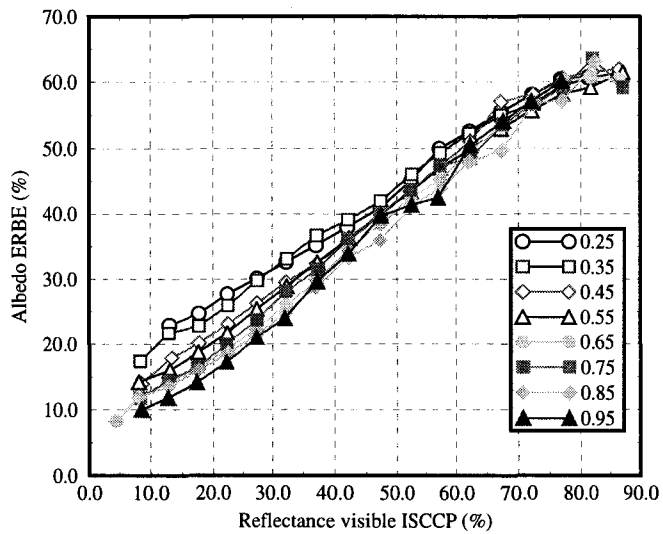
a)



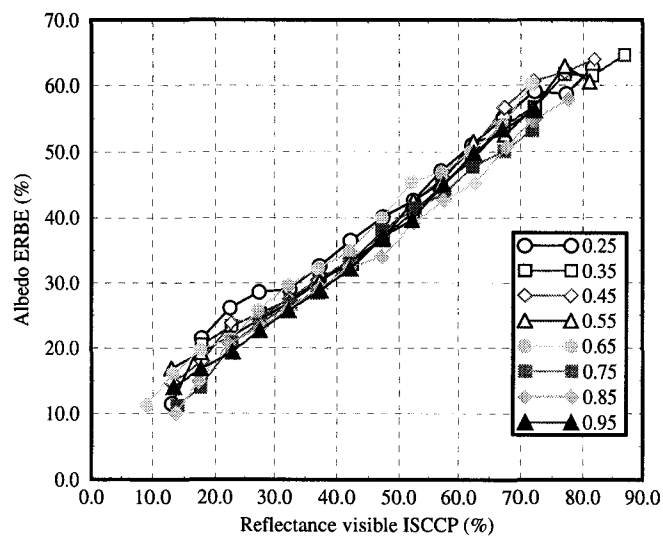
b)

Figures réalisées à partir de données issues de [81].

Fig. 8.8: Albédo régional ERBE en fonction de la luminance normalisée *visible* des nuages ISCCP rapportée à un soleil au zénith pour des surface sous-jacente de géotype (a) océan et (b) terre. Chaque courbe correspond à une élévation solaire différente (la légende représente des cosinus d'angle solaire zénithal).



a)



b)

Figures réalisées à partir de données issues de [81].

Fig. 8.9: Albédo régional ERBE en fonction de la réflectance *visible* des nuages ISCCP pour une surface sous-jacente de géotype (a) océan et (b) terre. Chaque courbe correspond à une élévation solaire différente (la légende représente des cosinus d'angle solaire zénithal).

corrélation. Il est clair que l'échantillonnage angulaire n'est pas indépendant de la latitude. Les conditions de soleil proche du zénith ( $0.9 < \cos \theta_0 < 1.0$ ) ne sont rencontrées, au mois de décembre, que pour des latitudes comprises entre  $5^\circ N$  et  $45^\circ S$ . Cependant, aux heures d'observations des satellites polaires, ces conditions d'éclairement sont encore plus limitées. En effet aux heures d'observations des satellites héliosynchrones NOAA-9 et NOAA-10, respectivement 14h30 et 7h30, l'élévation solaire n'est jamais suffisante pour être considérée comme proche du zénith. Le satellite ERBS est donc le seul à pouvoir observer sous les conditions requises, c'est-à-dire à 11h30, 12h30 ou 13h30 en heure locale. Pour le mois de décembre 1986, ces conditions sont rencontrées sous les latitudes nommées ci-dessus mais uniquement dans le dernier quart du mois. La majeure partie de l'échantillon provient bien sûr des latitudes proches du tropique du Capricorne. En ce qui concerne les satellites géostationnaires, ces latitudes correspondent à des géométries de mesure bien particulières. En outre certaines bandes de latitudes sont couvertes par des types de nébulosité particuliers dont les propriétés optiques sont peu variables d'un point à un autre de cette bande. On sait, par exemple, que dans les moyennes latitudes de l'hémisphère Sud, au mois de décembre, la majeure partie des océans est couverte de nuages à plus de 80 %.

L'établissement d'une corrélation entre les albédos ERBE et ISCCP en fonction de l'angle solaire implique donc un échantillonnage qui peut introduire les biais suivant :

1. La bande de latitude observée sous les conditions d'angle solaire zénithal données est très limitée,
2. Les mesures ERBE proviennent essentiellement d'un satellite en particulier,
3. L'échantillonnage angulaire des mesures ISCCP est limité en angle zénithal d'observation,
4. l'échantillonnage des conditions météorologiques observées peut être très restreint si les conditions sont homogènes.

Etant conscients des possibles biais de la régression nous établissons des corrélations angulaires qui permettent de passer d'une luminance normalisée *visible* à un albédo *SW* pour un angle zénithal solaire donné. Ces corrélations angulaires s'apparentent aux modèles angulaires directionnels de l'albédo ERBE. Au lieu d'utiliser des types de scènes, on établit un modèle angulaire directionnel de l'albédo pour chaque intervalle de luminance normalisée ISCCP.

La Figure 8.10 montre la relation établie entre la luminance normalisée ISCCP et l'albédo ERBE pour des mesures dont les conditions d'illumination correspondent à un soleil au zénith ( $0.9 < \cos \theta_0 < 1.0$ ). La relation comporte une composante linéaire majoritaire mais les albédos ERBE plafonnent tant en valeur minimale que maximale. Cette corrélation s'écrit sous la forme d'un polynôme du troisième degré en luminance ISCCP

$$A_{neb}(\theta_0 = 0) = C_0 + C_1 L^{VIS}(\theta_0 = 0, \theta, \phi) + C_2 L^{VIS}(\theta_0 = 0, \theta, \phi)^2 + C_3 L^{VIS}(\theta_0 = 0, \theta, \phi)^3, \quad (8.15)$$

où  $L^{VIS}$  est la luminance définie dans l'Equation 8.13. Les coefficients  $C_i$ , donnés dans le Tableau 8.4 sont identiques pour les géotypes océan et terre.

Tab. 8.4: Coefficients de la corrélation reliant l'albédo ERBE à la luminance normalisée ISCCP.

$C_0$	$C_1$	$C_2$	$C_3$
8.20560	0.12297	0.01950	-0.00015

Une fois l'albédo ERBE calculé, il faut déterminer la valeur réelle de l'albédo, c'est-à-dire celle qui correspond aux conditions réelles d'illumination. Pour cela nous avons établi des modèles de variations angulaires de l'albédo ERBE en fonction de l'angle solaire zénithal. Nous disposons d'un modèle angulaire pour sept intervalles de luminances normalisées ISCCP. Ces sept intervalles représentent sept conditions différentes d'opacité de la couverture nuageuse. La Figure 8.11 montre ces modèles angulaires pour des régions de géotype *océan* et *terre*. Ces modèles s'écrivent sous

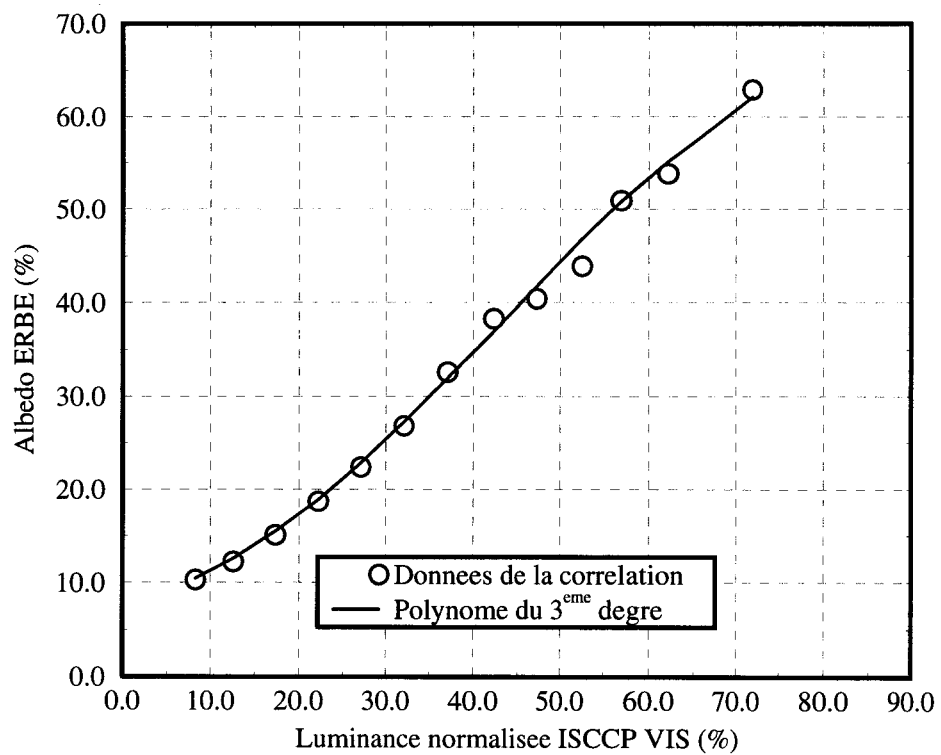


Figure réalisée à partir de données issues de [81].

Fig. 8.10: Albédo régional ERBE en fonction de la luminance *visible* des nuages ISCCP pour un soleil proche du zénith ( $0.9 \leq \cos \theta_0 \leq 1.0$ ).



la forme d'un polynôme du second degré en  $\theta_0$  dans lequel le terme de degré zéro est fonction de  $A_{neb}(\theta_0 = 0)$ ,

$$A_{neb}(\theta_0) = 0.01C_0A_{neb}(\theta_0 = 0) + C_1(0.01\theta_0) + C_2(0.01\theta_0)^2 . \quad (8.16)$$

Les coefficients  $C_i$  utilisés pour les scènes de type océan et terre sont donnés dans le Tableau 8.5.

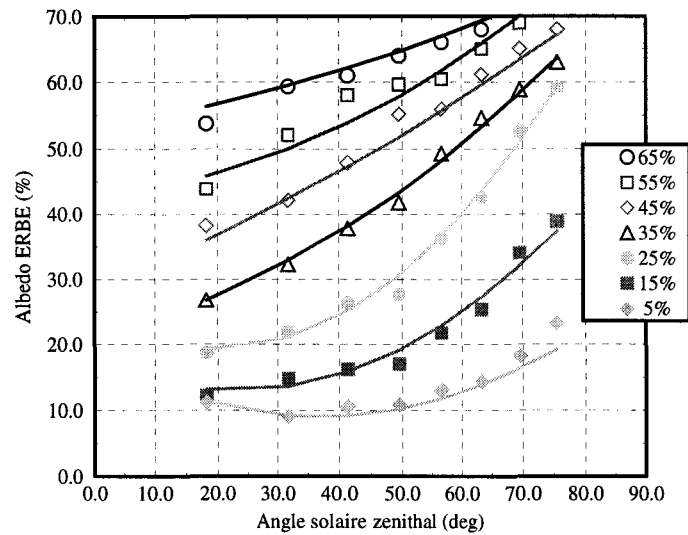
La conversion des luminances ISCCP en albédos n'est pas suffisante pour établir un cycle diurne complet du flux solaire réfléchi. En effet, l'utilisation de l'algorithme ERBE nécessite d'avoir une valeur pour chaque boîte horaire. De nombreuses possibilités apparaissent pour compléter le cycle diurne pour obtenir une valeur d'albédo à chaque heure où le soleil est levé. En fait, chaque cas de figure doit être traité de manière bien distincte.

### 8.3.4 Complément du cycle diurne d'albédo

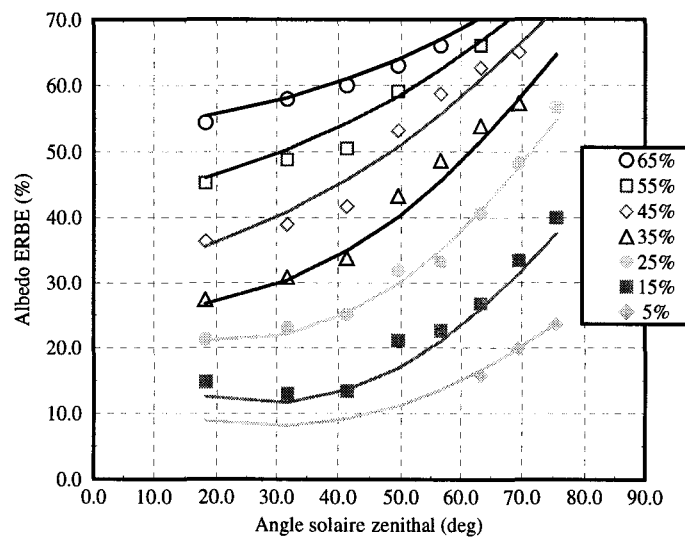
Il faut bien distinguer les interpolations des extrapolations. Les interpolations sont réalisées pour les boîtes horaires comprises entre la première et la dernière mesure ISCCP de chaque jour. Pour ces boîtes horaires, il faut calculer la luminance normalisée  $L^{VIS}$  par simple interpolations entre les mesures ISCCP pour finalement calculer l'albédo de la couverture nuageuse de la région en utilisant successivement les Equations 8.15 et 8.16. Les extrapolations sont effectuées aux heures comprises entre le lever de soleil et la première mesure ISCCP et entre la dernière mesure et le coucher du soleil. Les extrapolations sont appliquées à partir des valeurs d'albédo de la couverture nuageuse.

#### 8.3.4.1 Les interpolations

Pour les interpolations, on fait l'hypothèse que la variation de la luminance normalisée est linéaire entre deux mesures successives. Cette hypothèse est justifiée par le bon échantillonnage temporel des mesures ISCCP. Toutes fois, on peut mettre en doute cette justification si les mesures sont éloignées dans le temps. Dans des



a)



b)

Figures réalisées à partir de données issues de [81].

Fig. 8.11: Modèles directionnels de l'albédo régional ERBE en fonction de l'angle solaire zénithal pour une surface sous-jacente de géotype (a) océan et (b) terre. Chaque courbe correspond à une luminance normalisée de nuages différente (la luminance est représentée en (%)).

Tab. 8.5: Coefficients de l'Equation 8.16 pour un géotype (a) océan et (b) terre, définissant la variation angulaire de l'albédo ERBE pour différents intervalles d'opacité de la couverture nuageuse (luminances normalisées ISCCP).

a)

Luminance Normalisée (%)	Coefficients de l'Equation 8.16		
	$C_0$	$C_1$	$C_2$
0 - 10	1.60880	-0.49296	0.67366
10 - 20	1.42910	-0.42102	0.90134
20 - 30	1.29510	-0.51254	1.29180
30 - 40	0.78109	0.22466	0.44569
40 - 50	0.77097	0.39485	0.15933
50 - 60	0.99874	0.08078	0.44418
60 - 70	0.97122	0.14874	0.17136

b)

Luminance Normalisée (%)	Coefficients de l'Equation 8.16		
	$C_0$	$C_1$	$C_2$
0 - 10	1.56890	-0.41628	0.71862
10 - 20	1.50950	-0.63933	1.14780
20 - 30	1.27430	-0.52742	1.18980
30 - 40	1.0073	-0.18925	0.90791
40 - 50	0.87204	0.09930	0.56512
50 - 60	0.92820	0.07545	0.46763
60 - 70	0.98342	0.00012	0.40179

conditions normales de mesures, les données sont espacées de trois heures. C'est un intervalle de temps pour lequel une interpolation linéaire paraît tout à fait raisonnable. Par contre, bien souvent il peut manquer une donnée ou deux dans la journée et l'intervalle de temps entre deux mesures successives devient respectivement six ou neuf heures. Dans ces conditions, on peut mettre en doute la validité de l'interpolation linéaire qui considère qu'il n'y a pas de modification d'un autre ordre entre les deux mesures. L'hypothèse de linéarité a deux implications :

- Les variations des conditions météorologiques non linéaires ne seront pas prises en compte. Un extremum situé entre deux mesures successives ne sera donc pas décelé.
- Les variations de la luminance normalisée en fonction du temps, donc en fonction de l'angle solaire, sont linéaires. D'après les modèles angulaires on sait que ces variations ne sont pas complètement linéaires, cependant pour un intervalle de temps de l'ordre de trois heures, l'approximation linéaire semble satisfaisante.

#### 8.3.4.2 Les extrapolations

Si les interpolations peuvent être faites linéairement entre deux valeurs successives, on ne dispose d'aucune information qui permet d'appliquer une extrapolation. En effet, l'extrapolation peut être appliquée sur un intervalle de temps qui ne permet pas de faire l'hypothèse d'une variation linéaire de la luminance. Une première approche aurait été de remplacer les extrapolations par des interpolations entre la dernière mesure d'un jour et la première mesure du jour suivant, ou la première mesure d'un jour et la dernière du jour précédant. Compte tenu de l'intervalle de temps entre ces deux mesures successives, cette méthode n'est pas adaptée. De même, l'extrapolation linéaire à partir de la première ou dernière mesure d'un jour en continuant la tendance des deux mesures successives les plus proches, n'apporte aucune information pertinente. L'extrapolation peut se faire de manière similaire à

celle utilisée dans l'algorithme ERBE, c'est-à-dire en considérant que la météorologie est constante au-delà des mesures ISCCP.

Une fois les réflectances ISCCP converties en albédos on effectue des interpolations linéaires pour obtenir des valeurs d'albédo  $A_{inter}(t)$  à chaque boîte horaire comprise entre la première et la dernière mesure ISCCP. Ces heures sont dénommées  $t_{pre}^{IS}$  et  $t_{der}^{IS}$  respectivement. Pour obtenir les albédos des heures comprises entre le lever du soleil et la première valeur calculée par interpolation et celles comprises entre la dernière valeur calculée et le coucher du soleil, on procède à des extrapolations basées sur les modèles angulaires ERBE. Il se présente deux cas de figures : soit la mesure ERBE se situe à l'intérieur de l'intervalle de mesures ISCCP, soit elle se situe à l'extérieur de l'intervalle ISCCP.

Le calcul du flux réfléchi à chaque heure de la journée est basé sur l'Equation 6.12 qui s'écrit aussi plus simplement

$$M_{SW}(t) = \frac{\mu(t)}{\mu(t_{obs})} \frac{A(t)}{A(t_{obs})} M_{SW}(t_{obs}), \quad (8.17)$$

où  $A$  représente l'albédo régional.

**8.3.4.2.1 Cas où  $t_{obs}$  est à l'intérieur de l'intervalle ISCCP.** Calculer les valeurs de  $M_{SW}(t)$  à l'intérieur de l'intervalle de temps ISCCP, si  $t_{obs}$  est également dans cet interval, ne pose aucune difficulté. Il suffit d'extraire  $A(t)$  et  $A(t_{obs})$  des valeurs d'albédos interpolés  $A_{inter}(t)$ . Pour calculer  $M_{SW}(t)$  à l'extérieur de cet intervalle, on change de valeur de référence. Pour calculer les valeurs du matin, la référence devient la première valeur à l'intérieur de l'intervalle temporel ISCCP,  $M_{SW}(t_{pre}^{IS})$ , et pour les valeurs du soir, la référence est la dernière valeur  $M_{SW}(t_{der}^{IS})$ , au lieu de  $M_{SW}(t_{obs})$ .

Pour le matin, l'albédo de référence est défini par

$$A(t_{pre}^{IS}) = \frac{A_{inter}(t_{pre}^{IS})}{A_{inter}(t_{obs})} A_{reg}^{ERBE}. \quad (8.18)$$

Les albédos  $A(t)$  sont ensuite calculés en appliquant l'Equation 8.11 dans laquelle  $t_{obs}$  est remplacé par  $t_{pre}^{IS}$ . Les valeurs de flux sont ensuite calculées en utilisant

l'Equation 8.17 dans laquelle  $t_{obs}$  est aussi remplacé par  $t_{pre}^{IS}$ . Les valeurs du soir sont obtenues de manière identique.

**8.3.4.2.2 Cas où  $t_{obs}$  est à l'extérieur de l'intervalle ISCCP** Lorsque l'heure d'observation ERBE  $t_{obs}$  ne fait pas partie de l'intervalle de temps des mesures ISCCP, il faut procéder en trois étapes. Dans la première, on considère l'intervalle de temps comprenant la mesure ERBE. Pour cet intervalle, on calcule des flux à chaque heure en utilisant l'algorithme ERBE standard, c'est-à-dire en utilisant  $M_{SW}(t_{obs})$  comme référence. Ensuite on calcule les flux pour les heures comprises entre  $t_{pre}^{IS}$  et  $t_{der}^{IS}$  en utilisant les albédos interpolées  $A_{inter}(t)$ . Le flux de référence est soit  $M_{SW}(t_{pre}^{IS})$  soit  $M_{SW}(t_{der}^{IS})$  selon que l'observation ERBE était le matin ou le soir. Finalement, les flux du troisième intervalle sont calculés comme ceux décrits dans le paragraphe 8.3.4.2.1, avec comme référence  $M_{SW}(t_{pre}^{IS})$  ou  $M_{SW}(t_{der}^{IS})$ .

## 8.3.5 Résultats et discussion

L'algorithme décrit dans la Section 8.3 est appliqué aux données provenant des radiomètres à balayage des satellites NOAA-9 et NOAA-10 pour calculer des cycles diurnes du flux solaire réfléchi ainsi que des valeurs moyennes mensuelles.

### 8.3.5.1 Les régions couvertes par des stratocumulus

Cet algorithme est utilisé en premier sur les régions étudiées dans la Section 6.3.3.1. La Figure 8.12 représente cinq cycles diurnes du flux solaire réfléchi dont trois proviennent des données ERBE d'origine. Les deux nouvelles courbes, représentées en pointillés épais courts et longs, sont des cycles diurnes calculés à partir des données NOAA-10 et NOAA-9 respectivement, et des données corrélatives de couverture nuageuse et de luminance des nuages.

Le cycle diurne établi à partir de l'ensemble des données des trois satellites est considéré comme étant le plus fiable. Nous considérons qu'il y a une amélioration si le cycle diurne calculé à partir des données d'un seul satellite se rapproche du cycle

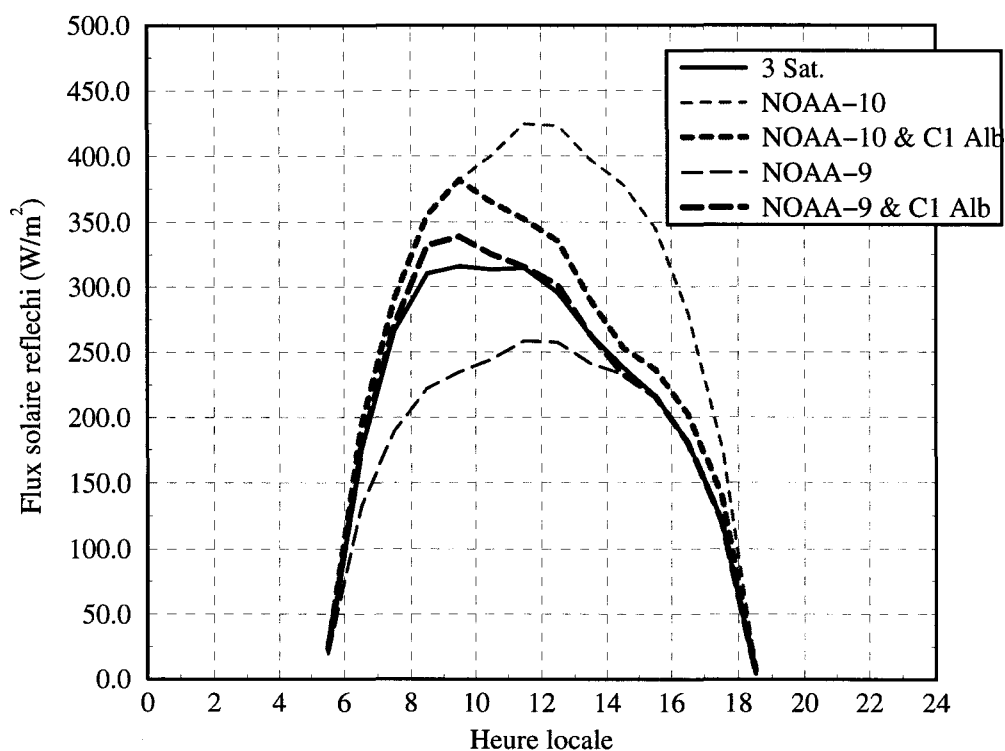


Fig. 8.12: Cycles diurnes moyens mensuels du flux solaire réfléchi basés sur les données d'un ou plusieurs satellites ; région de géotype océan centrée sur 20° de latitude Sud et 5° de longitude Est durant le mois de décembre 1986 (Figure réalisée à partir de données ERBE et des données corrélatives de couverture et de luminance des nuages ISCCP de type C1).

diurne multi-satellites ou s'il se rapproche des autres cycles diurnes mono-satellite. Idéalement, les cycles dérivés de NOAA-9 et NOAA-10 devraient être superposés.

La Figure 8.12 montre une amélioration très significative pour les deux ensembles de données par rapport aux données ERBE d'origine. Les cycles diurnes mono-satellite sont plus proches l'un de l'autre et aussi plus proche du cycle multi-satellites. Les cycles diurnes mono-satellite d'origines étaient symétriques par rapport à midi, car basé sur une seule mesure et considérant que la couverture nuageuse était constante au long de la journée. L'utilisation de la variation de la couverture nuageuse et de la luminance normalisée des données ISCCP C1 permet de bien prendre en compte l'asymétrie de l'albédo régional entre le matin et l'après-midi due à une constante diminution de la couverture nuageuse et de son épaisseur optique entre le lever et le coucher du soleil.

La différence absolue entre la moyenne mensuelle du flux OC réfléchi obtenue avec les données NOAA-9 et celle obtenue avec NOAA-10 est maintenant de  $15 \text{ W/m}^2$  contre  $70 \text{ W/m}^2$  pour les données ERBE d'origine. Cette différence correspond à une différence relative de l'ordre de 10 % contre 50 % à l'origine.

### 8.3.5.2 Région de convection sur le Sud-Ouest africain

Cette région dispose en moyenne sur le mois de quatre mesures ISCCP par jour, avec la première mesure dès le lever du soleil et la dernière en fin d'après-midi. La valeur relative de la première mesure, tant en luminance normalisée qu'en taux de couverture nuageuse, par rapport aux autres mesures de la journée a un effet très important sur l'extrapolation diurne à partir de la mesure de NOAA-10 effectuée le matin. Cet effet, expliqué dans la Section 6.3.2.2, est visible sur la Figure 8.13. Le cycle diurne du flux solaire réfléchi issu des données de NOAA-10 est bien plus modifié que celui de NOAA-9. Donc si on suppose que l'incertitude liée à la mesure du matin, effectuée sous des conditions d'éclairement limites, est supérieure à celle des autres mesures, la correction du cycle diurne de NOAA-10 sera moins fiable que celle de NOAA-9. Cet effet varie d'une région à l'autre car



il y a un couplage entre les distributions des heures de mesures et des phénomènes météorologiques. Donc cette différence très faible—inférieure à  $5 \text{ W/m}^2$ —doit être interprétée avec précautions. Cependant les données de luminance normalisée et de couverture nuageuse permettent d'obtenir des cycles diurnes plus réalistes de couverture nuageuse seules.

### 8.3.5.3 Etude globale

Pour vérifier la validité de l'algorithme, nous l'appliquons aux régions comprises entre les latitudes  $50^\circ \text{ N}$  et  $50^\circ \text{ S}$ . La Figure 8.14(a) montre la différence relative entre les moyennes mensuelles du flux solaire réfléchi issues des données NOAA-9 et celles issues de NOAA-10. Les flux sont des moyennes mensuelles calculées à partir des données ERBE et des données ISCCP C1 corrélatives.

La Figure 8.14(b) représente les changements apportés par l'algorithme par rapport aux données ERBE d'origine. On peut considérer ce changement comme la différence entre la Figure 7.12 et la Figure 8.14(a). Les régions où l'algorithme a apporté une amélioration significative sont représentées en gris foncé. Si l'algorithme a augmenté la différence entre NOAA-9 et NOAA-10, la région est indiquée en gris clair. Les zones laissées en blanc correspondent à des régions où, soit l'algorithme n'a pas été appliqué par manque des données ISCCP, soit l'algorithme n'a pas apporté de modifications significatives. Un seuil de  $5 \text{ W/m}^2$  est utilisé pour déterminer si un changement est significatif.

Des améliorations significatives sont apportées dans toutes les régions océaniques tropicales couvertes de stratocumulus. Ces régions sont le site de phénomènes météorologiques dont la variabilité intradiurne cohérente est très significative (c.f. Figure 8.1). Il faut remarquer en particulier les régions océaniques à l'Ouest de l'Amérique du Sud dans l'intervalle de latitude compris entre  $15^\circ \text{ S}$  et  $45^\circ \text{ S}$ . On remarque aussi des améliorations sur les continents Africains et Australiens dans les latitudes tropicales.

Cependant, pour une majeure partie de l'hémisphère Nord, l'algorithme n'ap-

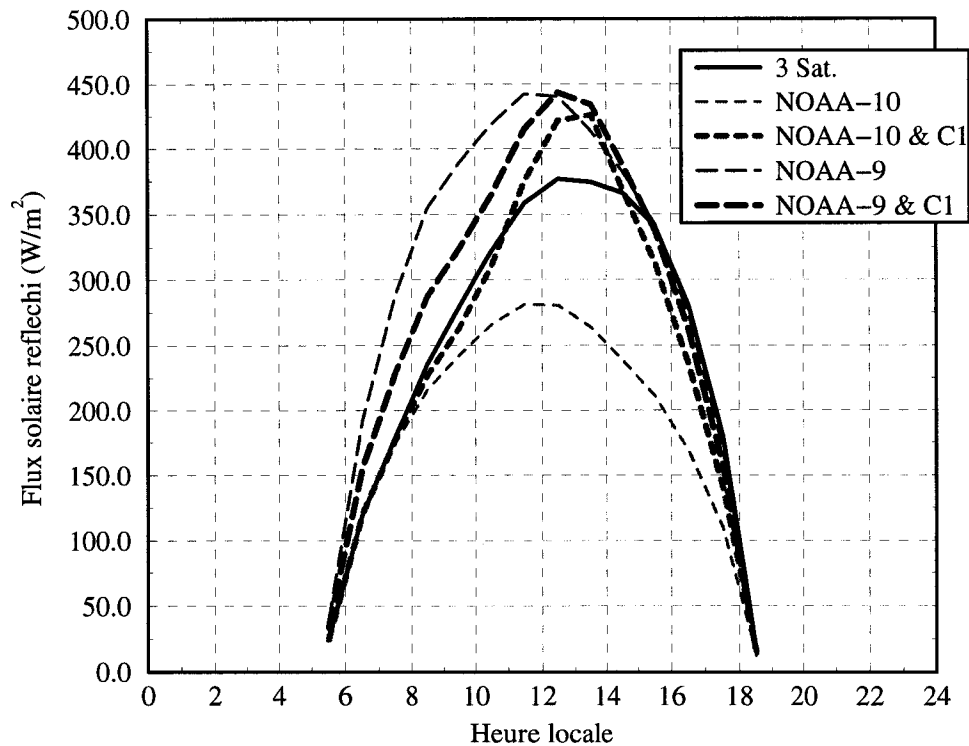


Fig. 8.13: Cycles diurnes moyens mensuels du flux solaire réfléchi basés sur les données d'un ou plusieurs satellites ; région de géotype terre centrée sur 20° de latitude Sud et 20° de longitude Est durant le mois de décembre 1986 (Figure réalisée à partir de données ERBE et des données corrélatives de couverture nuageuse et de luminance des nuages ISCCP de type C1).

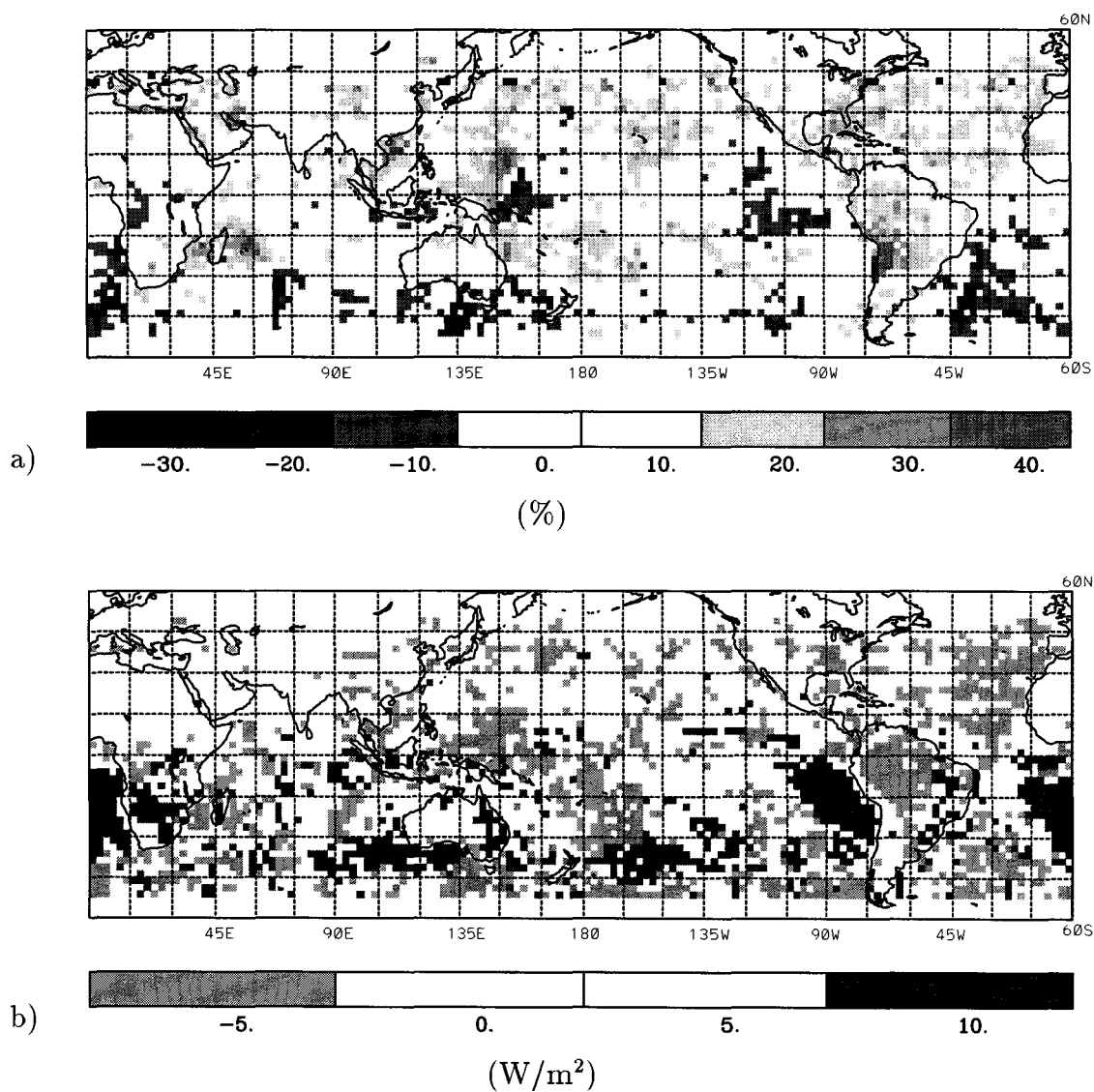


Fig. 8.14: Différence relative entre les moyennes mensuelles du flux solaire réfléchi issues des données NOAA-9 et issues de NOAA-10 utilisant des données corrélatives ISCCP C1 de couverture nuageuse et de luminance normalisée des nuages ; (a) différence relative (b) variations de la valeur absolue de la différence (ERBE-seul - ERBE/ISCCPC1) ; (Figure réalisée à partir des données ERBE et ISCCP du mois de décembre 1986).

porte pas d'amélioration significative aux données d'origines. Pour certaines régions on remarque que la différence entre les produits de NOAA-9 et NOAA-10 est plus importante qu'auparavant. Dans l'Océan Pacifique équatorial, à l'Ouest de l'Indonésie, d'importantes valeurs positives et négatives se trouvent côte-à-côte. L'étude de l'échantillonnage temporel de cette région, décrit plus en détail dans la Section 8.3.6.1, montre que cette région se trouve à la limite entre le jour et la nuit des observations des satellites géostationnaires. L'échantillonnage temporel des régions à l'Est de cette limite, correspondant aux valeurs négatives sur la Figure 8.14, est décalé de trois heures par rapport aux régions à l'Ouest de cette limite. Pour mieux comprendre les limitations de l'algorithme nous avons réalisé une étude complète de l'échantillonnage spatial et temporel des données ISCCP.

Tab. 8.6: Moyennes et écarts types (en  $W/m^2$ ) de la différence entre les flux moyens mensuels obtenus par NOAA-9 et ceux de NOAA-10. Les flux solaires réfléchis sont obtenus à partir des données ERBE soit seules soit complétées par des données de couverture nuageuse et de luminance normalisée de type ISCCP C1.

Impact de l'algorithme	Différence absolue : NOAA-9 - NOAA-10 ( $W/m^2$ )			
	Amélioration		Déterioration	
Nombre de régions	1243		1239	
Données utilisées	ERBE	ERBE ISCCP C1	ERBE	ERBE ISCCP C1
Moyenne	-4.8	0.7	2.6	6.3
Ecart type	24.5	9.6	8.9	22.9

L'effet moyen de l'utilisation des données de couverture nuageuse et de luminance normalisée de type ISCCP C1 sur l'algorithme d'interpolation diurne est résumé dans le Tableau 8.6. Sur un total d'environ 6000 regions, un peu moins de 2500 ont vu leur flux être modifié par l'algorithme, de telle sorte que la différence entre les

flux obtenus à partir de NOAA-9 et NOAA-10 soit, elle aussi, modifiée de manière significative. Pour 1240 régions, la différence a diminué avec l'utilisation des données ISCCP C1. La moyenne sur ces régions de la différence a été divisée par sept et l'écart type moyen réduit de plus de moitié. Cependant, un nombre équivalent de régions ont subi une modification qui provoque une augmentation de la différence lorsqu'on utilise les données ISCCP. La moyenne des différences et l'écart type moyen sont multipliés par deux.

### 8.3.6 Les limitations de l'algorithme

Les principales limitations sont dues à l'échantillonnage incomplet du cycle diurne des caractéristiques de la couverture nuageuse. Par exemple, une mesure le matin vers 9h00 suivi d'une autre vers 15h00 ne permettra pas de prendre en compte un éventuel extremum qui se produit vers midi. Il est difficile d'évaluer si ces deux mesures sont à même d'apporter une amélioration de la connaissance du cycle diurne compte tenu d'une certaine probabilité qu'un biais soit créé par le manque d'information à midi. En effet, en reprenant le même exemple, on comprend que si la luminance normalisée à 15h00 est plus faible que celui de 9h00, alors par l'interpolation linéaire, les valeurs de luminances de 9h00 à 15h00 ne vont cesser de décroître. Dans l'hypothèse d'un maximum à midi, les données ISCCP vont créer un biais qui ira dans le sens contraire de la correction. Dans ces conditions, la seule mesure ERBE, associée à l'hypothèse que les conditions météorologiques soient constantes, peut permettre de mieux estimer le cycle diurne. Donc si la mesure ERBE seule est source d'un biais pour l'estimation du cycle diurne du flux réfléchi, les mesures ISCCP, si elles ne sont pas bien réparties temporellement, peuvent aussi être sources de biais.

#### 8.3.6.1 Echantillonnage temporel des données ISCCP

L'échantillonnage temporel est très variable en fonction de la longitude et la latitude. Cette hétérogénéité de l'échantillonnage temporel est surtout sensible pour

les données produites à partir du canal visible. En effet, le nombre de mesures disponibles par jour dépend alors de la position relative de la région par rapport à la limite jour/nuit de l'image correspondant à une heure universelle donnée. La limite jour/nuit évolue peu au cours d'un mois jusque dans les moyennes latitudes, de sorte qu'une région, proche de cette limite, qui se trouve dans la nuit à 7h00 TU ne sera pas échantillonnée à cette heure durant tout le mois. Ainsi, la première mesure de jour ne s'effectuera, par exemple, qu'à 10h00 TU.

La Figure 8.15 montre les premières et dernières heures de mesure, ainsi que le nombre de mesures par jour, en moyenne pour le mois de décembre 1986, pour l'ensemble du globe. On remarque, dans la Figure 8.15(a), que la première heure de mesure varie beaucoup avec la longitude et la latitude. D'une manière générale, l'hémisphère Sud est observée plus tôt le matin que l'hémisphère Nord. Pour une grande partie de l'hémisphère Nord, au-delà des latitudes  $30^\circ$  N, la première mesure de la journée est rarement effectuée avant 10 heures du matin en heure locale. Les variations en fonction de la longitude sont dues à la relation entre l'heure locale et l'heure universelle de la mesure. Un radiomètre embarqué sur un satellite géostationnaire balaye la surface du disque de la Terre de manière quasi-instantanée. En quelques minutes le radiomètre aura couvert environ huit heures locales qui seront associées à une heure universelle donnée. De même l'heure locale de la dernière mesure, montrée dans la Figure 8.15(b) varie en fonction de la latitude et de la longitude. L'hémisphère Sud est observé à des heures locales plus tard dans l'après-midi que l'hémisphère Nord. Les latitudes supérieures à  $30^\circ$  N sont rarement observées après 15 heures, de sorte que l'on dispose, en général, de moins de trois mesures par jour, pour près de dix heures d'ensoleillement journalier.

La Figure 8.16(a) montre le nombre de jour du mois de décembre 1986 pour lesquelles il y a des données de couverture nuageuse. Si nous disposons de moins de quinze jours de données, l'algorithme n'est pas appliqué car l'utilisation des données de couverture nuageuse à un nombre limité de jours dans le mois pourrait entraîner un biais. Ces conditions correspondent systématiquement à des surfaces

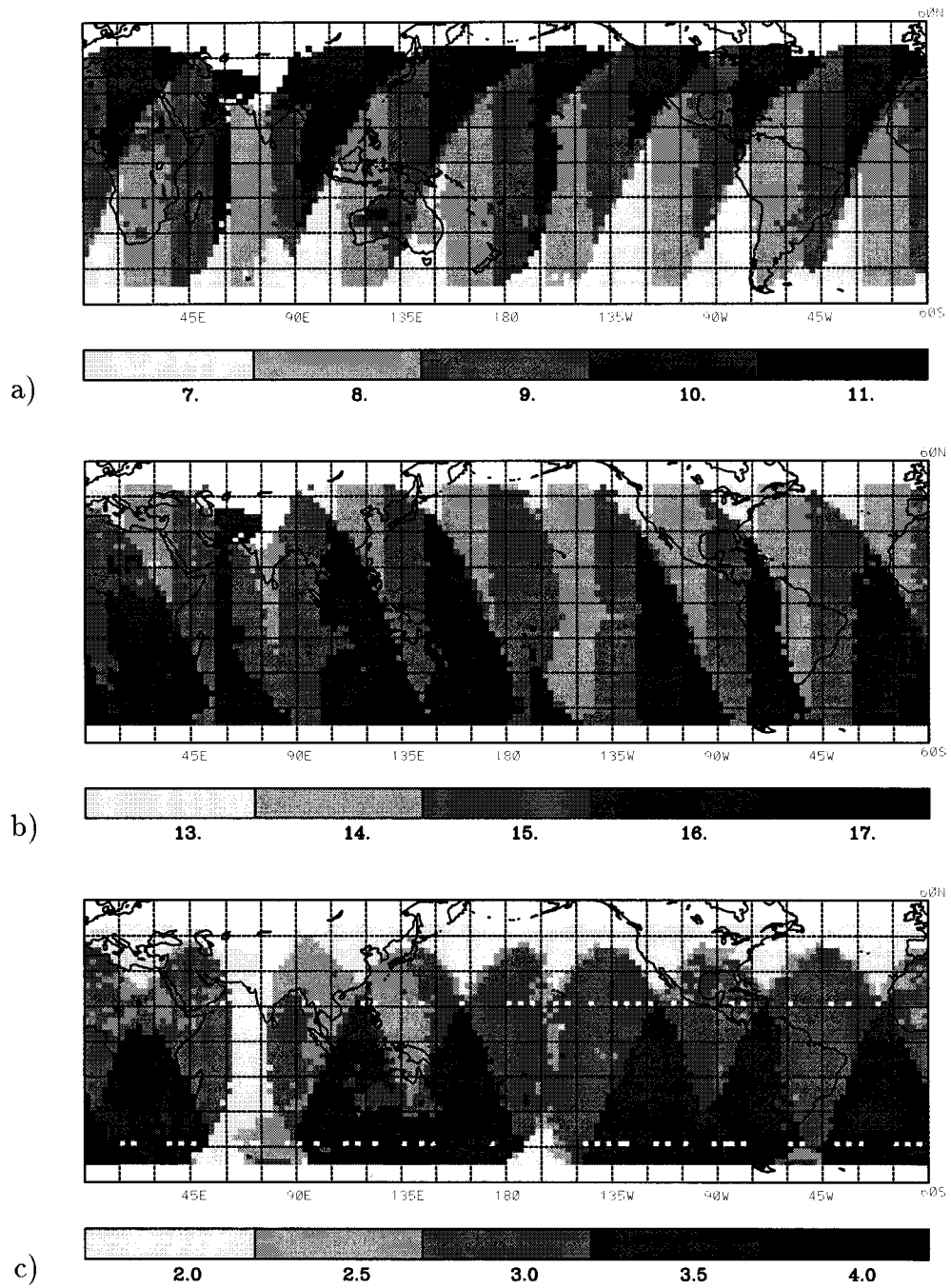


Fig. 8.15: Mesures des paramètres des nuages, données ISCCP C1 de jour. (a) Heure locale de la première mesure, (b) heure locale de la dernière mesure et (c) nombre de mesures de jour.

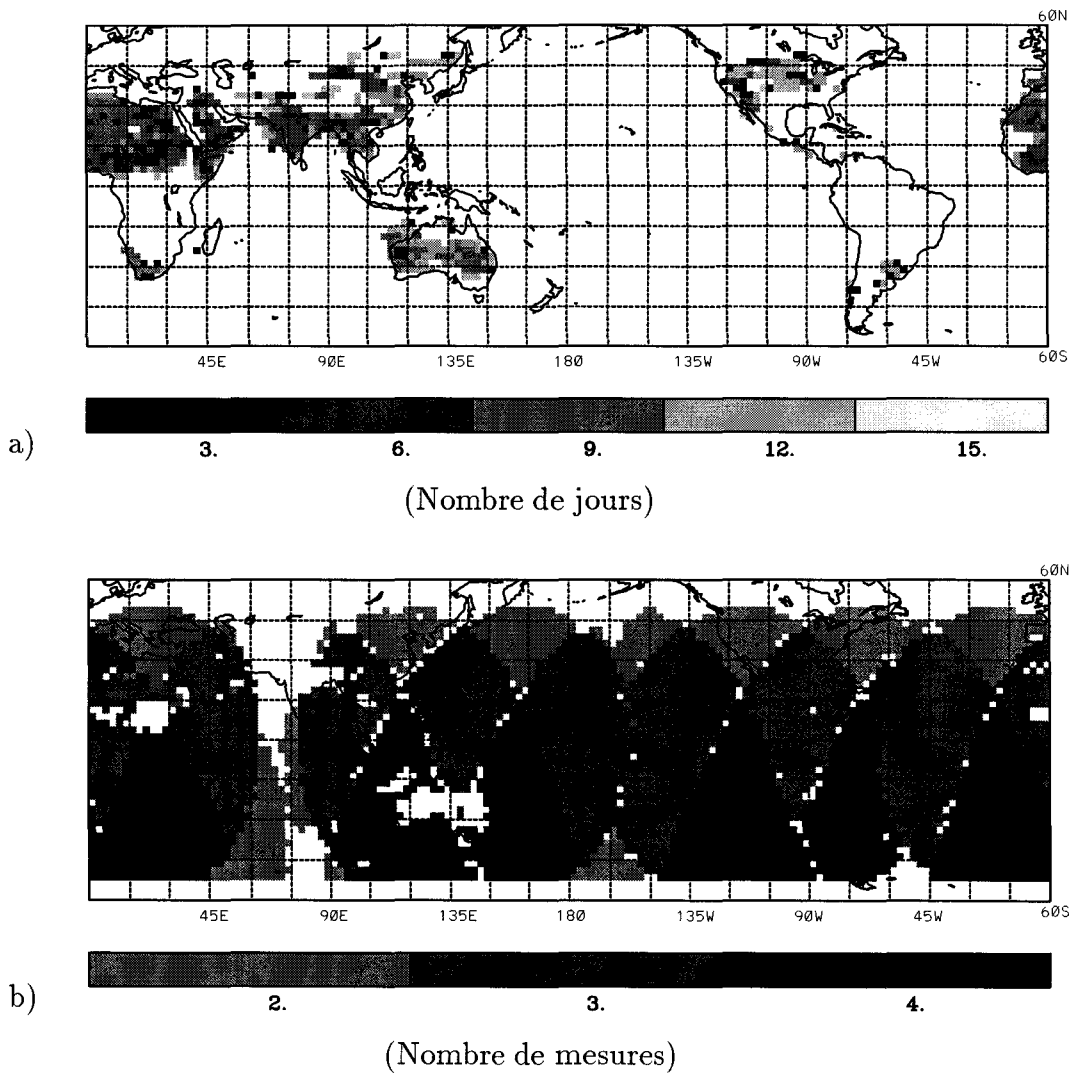


Fig. 8.16: Données ISCCP C1 de couverture nuageuse et de luminance des nuages disponibles. (a) Régions pour lesquelles on dispose de moins de quinze jours dans le mois ayant huit mesures de couverture nuageuse par jour (les régions en blanc ont plus de quinze jours de données complètes) et (b) régions pour lesquelles on dispose de plus de quinze jours dans le mois ayant au moins deux mesures mesures de radiance des nuages par jour (les régions en blanc ont moins de deux mesures de jour par jour).



émergées que l'on peut associer à des taux de couverture nuageuse très faibles, c'est-à-dire ne dépassant pas 25 %. Ce manque de données traduit une faiblesse dans la détection de nuages au-dessus des continents lorsque la couverture est très faible. La Figure 8.16(b) représente les régions pour lesquelles le nombre de mesures de luminance par jour est supérieur ou égal à trois pendant plus de 15 jours du mois.

### 8.3.6.2 Sélection des données

Il est donc important, dans cet algorithme, de détecter si les données ISCCP peuvent apporter un biais significatif. Dans ce cas, l'algorithme doit faire le choix de ne pas utiliser ces données. Il faut donc procéder à une série de tests préalablement à l'utilisation des données ISCCP. Le premier test consiste donc à vérifier que l'on dispose de plus d'une mesure par jour. Ensuite dans le cas de deux, trois ou quatre mesures par jour, il faut éliminer les jours où l'intervalle temporel entre deux mesures successives dépasse trois heures.

C'est à l'intérieur de l'intervalle temporel d'ISCCP que les mesures associées à l'application de l'interpolation linéaire produisent les meilleurs données. Plus cet intervalle est étendu et plus on capture les variations diurnes. Par contre, si l'intervalle de mesure commence à 10h00 du matin ou se termine à 14h00 l'après-midi, il y a un risque non négligeable que des phénomènes météorologiques très significatifs ne soient pas pris en compte. Pour cela il faut extrapoler les données préalablement calculées sans pour autant créer de nouveaux biais.

Il est assez aisé d'imaginer un cas où la première mesure ISCCP du matin, vers 10h00, sera assez élevée, due à une forte couverture nuageuse. Admettons que cette couverture nuageuse soit de type convective et qu'elle se développe sous l'action de l'échauffement solaire. Dans ce cas, au lever du soleil, vers 7h00, la couverture nuageuse ne sera pas très importante. En conséquence, une mesure vers 7h30, comme c'est le cas pour NOAA-10, produira une valeur relativement faible qui va donc avoir tendance à créer un cycle diurne qui sera sous-estimée. Si maintenant, on procède à une extrapolation de l'albédo de 10h00 vers les heures du matin, en

faisant l'hypothèse de météorologie constante, l'albédo de 7h30 sera artificiellement élevé. On fera correspondre un albédo artificiellement fort à une mesure relativement faible. Le cycle diurne qui découle de ces conditions sera au moins aussi faible que le cycle basé sur la seule mesure de NOAA-10.

L'extrapolation reste la partie la plus difficile à effectuer. Elle devient prépondérante quand la mesure ERBE se situe à l'extérieur de l'intervalle temporel des mesures ISCCP. En effet, si l'albédo ISCCP correspond mal à la mesure ERBE c'est tout le cycle diurne qui sera biaisé.

## 8.4 Utilisation de neuf types de nuage ISCCP

Il existe un autre produit dans les données ISCCP qui permet de prendre en compte les variations des propriétés optiques des nuages et de l'étendue de la couverture nuageuse. C'est la distribution de la couverture nuageuse en de nombreux types de nuages, fonctions de l'altitude du sommet du nuage et de son épaisseur optique.

Ces données sont disponibles dans les étapes C1 et C2. Cependant, de part la classification assez fine de la couverture nuageuse, l'approche climatologique semble être moins adaptée que dans le cas de la classification binaire de la couverture nuageuse.

### 8.4.1 Définition des neuf classes de nuages

Les données de nébulosité ISCCP sont très complètes et permettent de prendre en compte séparément les différents types de variations de la couverture nuageuse. La classification la plus détaillée comporte neuf classes qui définissent neuf types de nuages différents.

Pour les pixels nuageux, la pression au sommet du nuage est déterminée à partir de la température de brillance du nuage, la température de surface et des profils atmosphériques de température correspondant au lieu et à l'heure de la mesure. De

même, pour ces pixels nuageux, lorsque les données *VIS* sont disponibles, l'épaisseur optique du nuage est déterminée. Les différents types de nuages sont classés en fonction de ces deux paramètres. Le tableau 8.7 montre les types de nuages en fonction de la pression au sommet du nuage et de l'épaisseur optique. On distingue trois altitudes, basse, moyenne et haute, et trois épaisseurs optiques, fine, moyenne et épaisse. Pour chaque altitude, il existe trois épaisseurs optiques possibles.

Tab. 8.7: Définition radiométrique de types de nuages dans la base de données ISCCP. Les six types de nuages les plus élevés sont des nuages liquides ou de glace selon que la température au sommet du nuage est au-dessus ou en-dessous de 260 K.

Altitude	Pression (mBar)	Types de nuages		
Haute	50 - 440	Cirrus	Cirrostratus	Cumulonimbus
Moyenne	440 - 680	Altostratus	Altostratus	Nimbostratus
Basse	680 - 1000	Cumulus	Stratocumulus	Stratus
Epaisseur optique		0 - 3.6	3.6 - 23	23 - 379

#### 8.4.2 Corrélation entre les types de nuages ISCCP et les albédos ERBE

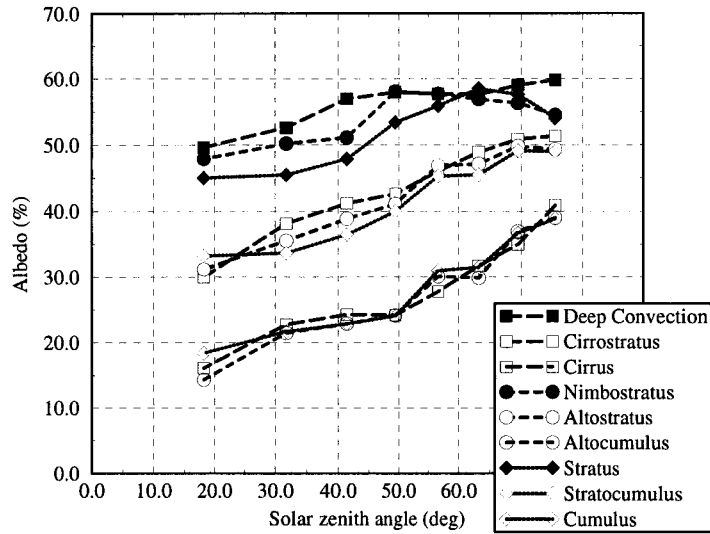
Nous procédons à l'étude de la variation de l'albédo dans le domaine spectral solaire en fonction de l'angle solaire zénithal pour les différents types de nuages ISCCP. Les surfaces sous-jacentes de type *océan* et *terre* sont traités séparément. Les modèles angulaires directionnels sont établis à partir de mesures ERBE et ISCCP spatialement et temporellement co-localisées. La différence entre les cosinus des angles solaires zénithaux ne doit pas être supérieure à 0.1 et l'écart entre les heures de mesures ne doit pas dépasser une heure et demi.

Pour chaque mesure co-localisée, on utilise l'angle solaire zénithal de la mesure

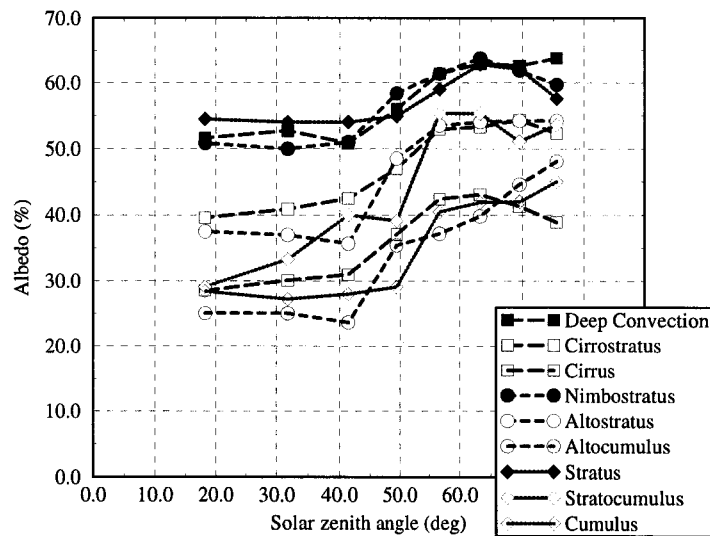
ERBE, les fractions de types de scènes ERBE avec leurs albédos correspondants, et les fractions de types de nuages ISCCP. Pour obtenir la meilleure correspondance possible, seuls les pixels nuageux à l'intérieur d'une région de  $2.5^\circ$  sont considérés et l'albédo ERBE est calculé comme la moyenne pondérée des albédos des trois types de scènes *partly cloudy*, *mostly cloudy* et *overcast*. Le type de nuage majoritaire de la classification ISCCP est déterminé et on considère que ce type de nuage est représentatif de toute la région. L'albédo nuageux ERBE est alors affecté au type de nuage majoritaire ISCCP avec l'angle solaire zénithal correspondant.

Cette approche permet d'éviter l'incohérence entre la méthodologie ERBE qui utilise un modèle bidirectionnel et celle de ISCCP qui repose sur des luminances car les luminances ISCCP ne sont pas utilisées pour calculer des albédos mais simplement pour identifier des types de nuages.

Le Figure 8.17 montre ces modèles angulaires en fonction des types de nuages pour les géotypes *océan* et *terre*. On voit que les neuf types de nuages se séparent en trois groupes bien distincts. La convection profonde, les nimbostratus et les stratus, respectivement, des nuages de haute, moyenne et basse altitude, forment un groupe de nuages opaques. La variation angulaire de l'albédo associé à ces trois types de nuage se rapproche de celle des scènes classées *overcast* par l'algorithme d'identification de scène ERBE (c.f. Figure 6.2). Si on veut départager ces trois types de nuages, on peut dire que les nuages de haute altitude sont plus opaques que ceux de moyenne altitude, qui sont eux-mêmes plus opaques que ceux de basse altitude, ce qui semble logique du fait de l'absorption et de la diffusion atmosphérique. De même, on retrouve les cirrostratus, altostratus et stratocumulus regroupés en nuages d'épaisseur optique moyenne, comme l'indique la classification du Tableau 8.7. La variation de l'albédo avec l'angle solaire zénithal est similaire à celle de la classe *mostly cloudy* de ERBE, alors que les valeurs d'albédo elles-mêmes se trouvent à mi-chemin entre les valeurs de la classe *overcast* et *mostly cloudy*. Finalement les trois types de nuages fins, cirrus, altocumulus et cumulus, se positionnent entre les modèles angulaires *partly cloudy* et *mostly cloudy* de la Figure 6.2.



a)



b)

Fig. 8.17: Modèle de variation directionnel de l'albédo régional ERBE en fonction de l'angle solaire zénithal pour différents types de nuages ISCCP. La surface sous-jacente est de géotype (a) océan et (b) terre.

La correspondance entre la classification ISCCP et ERBE montre bien que cette dernière n'est pas exclusivement basée sur le taux de couverture nuageuse, mais bien aussi, et ce de manière implicite, sur l'épaisseur optique des nuages.

Les courbes de variations angulaires de l'albédo sur les régions de géotype *terre* de la Figure 8.17(b) sont moins distinctes les unes des autres. On retrouve les trois groupes décrits précédemment, mais les nuages bas d'opacité moyenne, appelés ici stratocumulus passent d'un groupe à l'autre en fonction de l'angle solaire. Ils sont plutôt fins sous des conditions d'éclairement proche du zénith et plus épais lorsque le soleil se rapproche du limbe. De plus, dans chaque groupe, les nuages les plus bas en altitude ne sont pas forcément les plus fins du groupe.

Il est clair que les algorithmes de détection de nuages sont moins performants sur les continents que sur les océans car l'hypothèse de faible variabilité spatiale ne s'y applique pas de manière aussi incontestable. Les composantes *ciel clair* sont obtenues avec des incertitudes plus élevées qui rendent la détermination des autres paramètres plus incertaine. Cependant, dans l'ensemble, on trouve une bonne correspondance avec la classification ERBE. A type de nuage égal, l'albédo est plus élevé au-dessus des continents que sur l'océan, même pour les nuages les plus épais. Les modèles angulaires ERBE (c.f. Figure 6.2) ne permettent pas de faire cette distinction car le modèle *overcast* a été établi principalement à partir de mesures sur les océans.

### 8.4.3 Résultats et discussion

L'algorithme décrit dans la Section 8.4 est appliqué aux données provenant des satellites NOAA-9 et NOAA-10 pour calculer des cycles diurnes du flux solaire réfléchi ainsi que des valeurs moyennes mensuelles.

#### 8.4.3.1 Les régions couvertes par des stratocumulus

Cet algorithme est utilisé en premier sur les régions étudiées dans la Section 6.3.3.1. La Figure 8.18 représente cinq cycles diurnes du flux solaire réfléchi dont trois pro-

viennent des données ERBE d'origine. Les deux nouvelles courbes, représentées en pointillés épais courts et longs, sont des cycles diurnes calculés à partir des données NOAA-10 et NOAA-9, respectivement, et des données corrélatives de classification des nuages.

Le cycle diurne établi à partir de l'ensemble des données des trois satellites est toujours considéré comme étant le plus fiable. Nous considérons qu'il y a une amélioration si le cycle diurne calculé à partir des données d'un seul satellite se rapproche du cycle diurne multi-satellites ou s'il se rapproche des autres cycles diurnes mono-satellite. Idéalement, les cycles dérivés de NOAA-9 et NOAA-10 devrait être superposés.

La Figure 8.18 montre une amélioration significative pour les deux ensembles de données par rapport aux données ERBE d'origine. On remarque la forte asymétrie entre le matin et l'après-midi. Le maximum est atteint vers 10h30, heure à laquelle le flux solaire incident commence à être très important, alors que la couverture nuageuse est encore très étendue et que la forte épaisseur optique des nuages subsiste. Après 10h30, l'augmentation du flux solaire incident est compensé par la dissipation des nuages, de sorte que le flux solaire réfléchi commence à diminuer. Il apparait très clairement que le cycle diurne de ce flux est complètement dicté par les variations des propriétés de la nébulosité.

La différence absolue entre la moyenne mensuelle du flux OC réfléchi obtenue avec les données NOAA-9 et celle obtenue avec NOAA-10 est maintenant de  $15 \text{ W/m}^2$  contre  $70 \text{ W/m}^2$  pour les données ERBE d'origine. Cette différence correspond à une différence relative de l'ordre de 10 %. Pour cette région en particulier, l'utilisation de la classification de nuages ISCCP apporte une correction moins satisfaisante que l'utilisation de la luminance normalisée. En effet, on peut considérer qu'avec cette méthode l'information apportée par les données ISCCP est plus moyennée car le nombre de classes de nuages et donc le nombre de modèles angulaires disponibles sont limités.

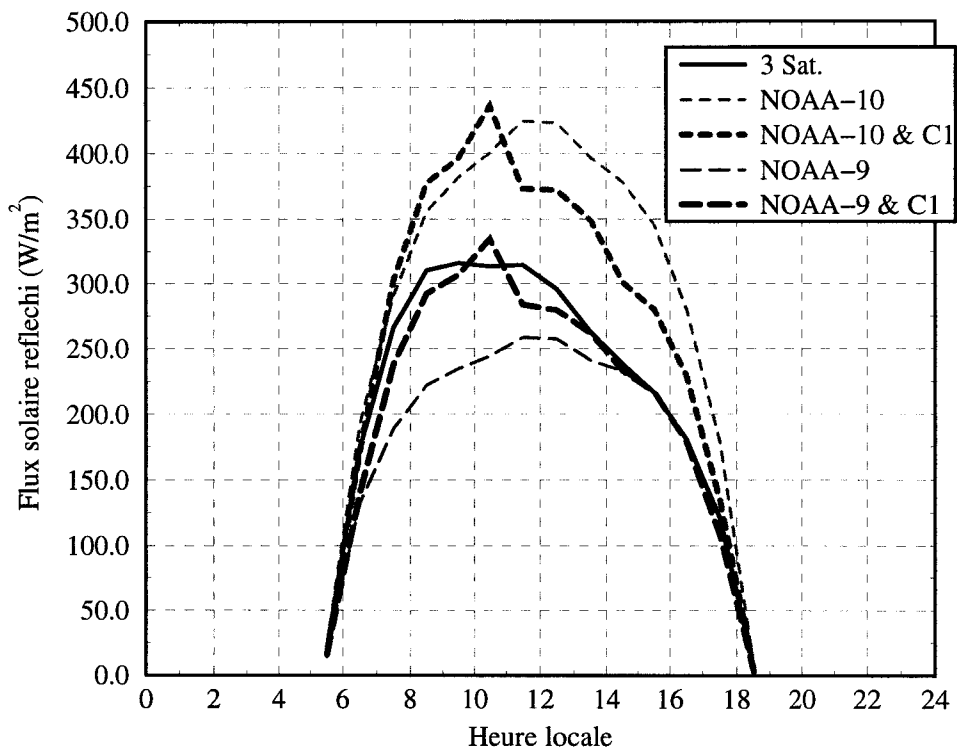


Fig. 8.18: Cycles diurnes moyens mensuels du flux solaire réfléchi basés sur les données d'un ou plusieurs satellites ; région de géotype océan centrée sur 20° de latitude Sud et 5° de longitude Est durant le mois de décembre 1986 (Figure réalisée à partir de données ERBE et des données corrélatives de classification des nuages ISCCP de type C1).



### 8.4.3.2 Région de convection sur le Sud-Ouest africain

Pour cette région également, la classification des nuages par ISCCP permet d'obtenir une information satisfaisante sur la variation diurne de la couverture nuageuse. La dissymétrie entre le matin et l'après-midi est bien reproduite ce qui montre que les modèles angulaires sur continent de la Figure 8.17(b) peuvent être considérés comme satisfaisants.

Si on compare la Figure 8.19 à la Figure 8.5 on voit que l'utilisation de la classification des nuages à la place du simple taux de couverture nuageuse apporte un supplément d'information sur l'évolution du type de nuage au cours de la journée qui permet de mieux corriger les produits issus d'un seul satellite. Ici l'augmentation de l'épaisseur optique au cours de la journée est prise en compte par l'évolution du type de nuage passant de simple cumulus le matin à des cumulonimbus, appelés convection profonde, l'après-midi.

### 8.4.3.3 Etude globale

Pour vérifier la validité de l'algorithme, nous l'appliquons aux régions comprises entre les latitudes  $50^\circ$  N et  $50^\circ$  S. La Figure 8.20(a) montre la différence relative entre les moyennes mensuelles du flux solaire réfléchi issues des données NOAA-9 et celles issues de NOAA-10. Les flux sont des moyennes mensuelles calculées à partir des données ERBE et des données corrélatives de classification de la couverture nuageuse de type ISCCP C1. Dans la Figure 8.20(a), les valeurs négatives, indiquées en noir et gris foncé, représentent des régions pour lesquelles les données échantillonnées à partir de NOAA-9 ont produit des flux moyens mensuels inférieurs à ceux issus des données de NOAA-10. Les valeurs positives, correspondant à des flux NOAA-9 supérieurs aux flux NOAA-10, sont représentés en gris clair. Les régions indiquées en blanc représentent soit des données manquantes, soit une différence assez faible entre les flux de NOAA-9 et ceux de NOAA-10.

La Figure 8.20(b) représente les changements apportés par l'algorithme par rapport aux données ERBE d'origine. On peut considérer ce changement comme la

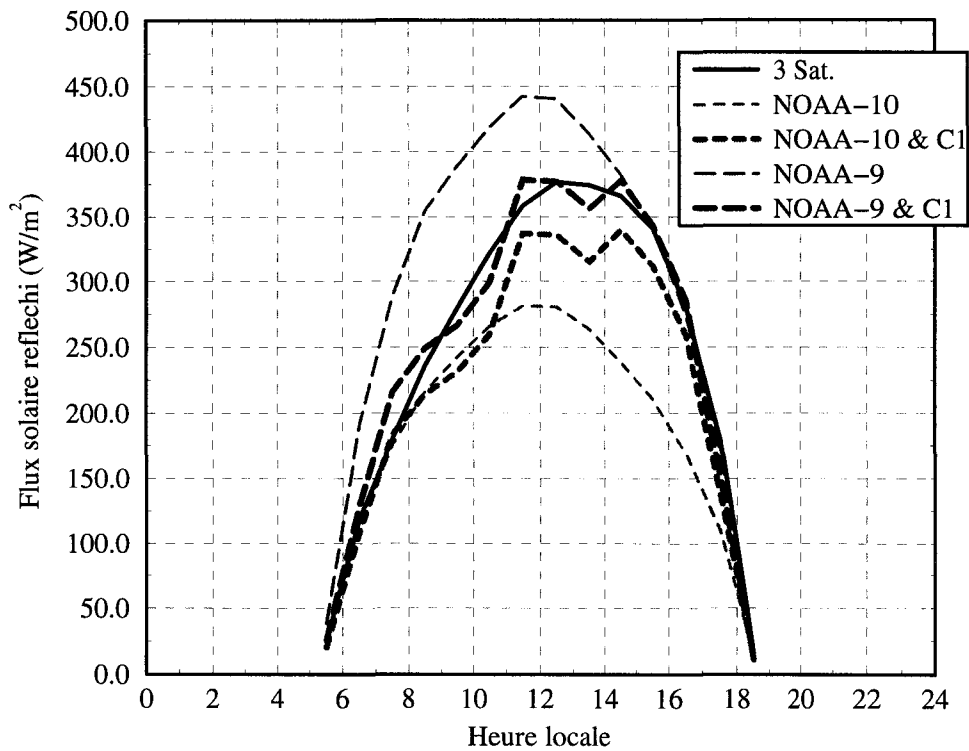


Fig. 8.19: Cycles diurnes moyens mensuels du flux OC réfléchi basés sur les données d'un ou plusieurs satellites ; région de géotype terre centrée sur 20° de latitude Sud et 20° de longitude Est durant le mois de décembre 1986 (Figure réalisée à partir de données ERBE et des données corrélatives de classification des nuages ISCCP de type C1).

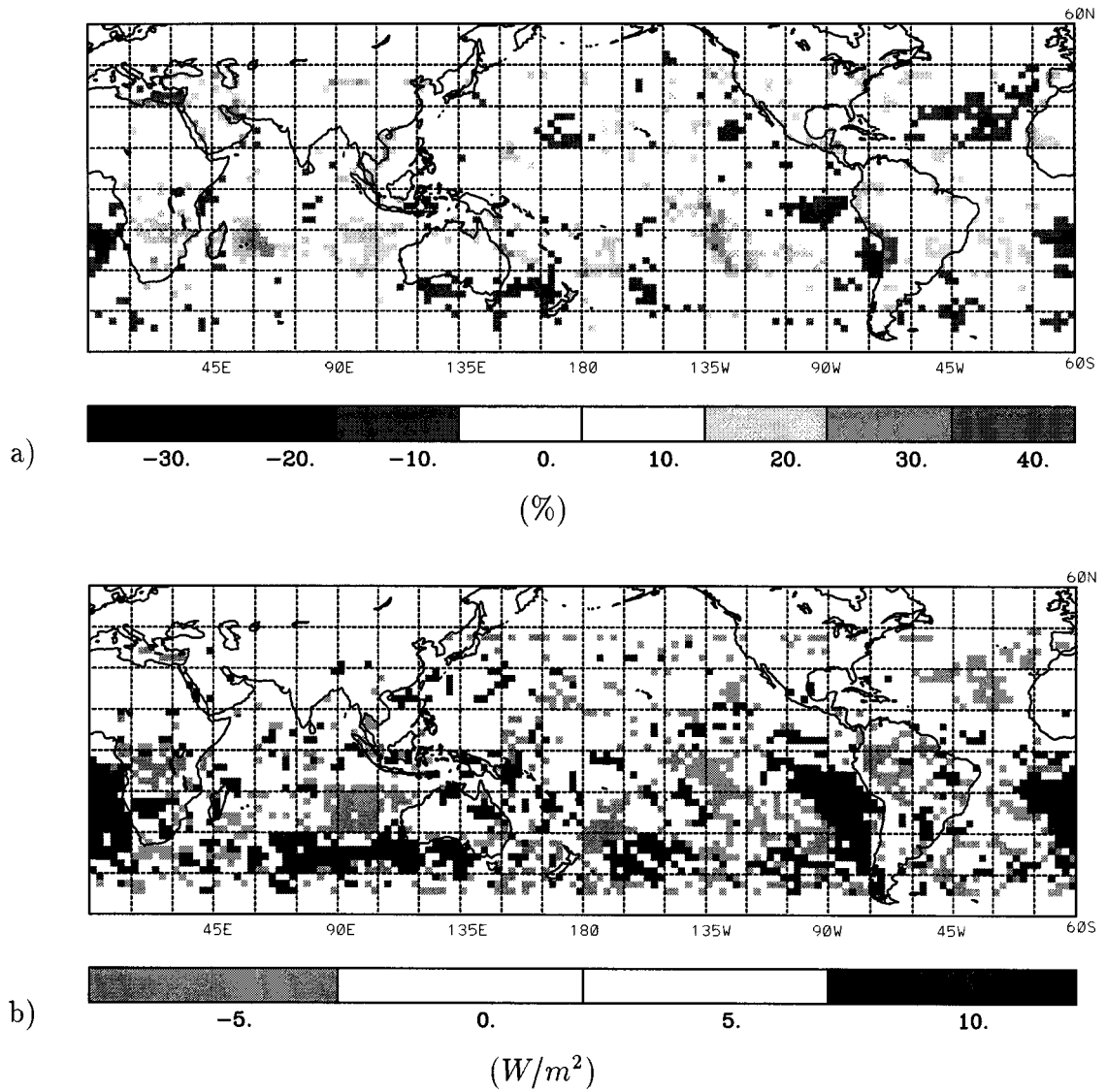


Fig. 8.20: Différence relative entre les moyennes mensuelles du flux solaire réfléchi issues des données NOAA-9 et issues de NOAA-10 utilisant des données corrélatives ISCCP C1 de classification des nuages ; (a) différence relative (b) variations de la valeur absolue de la différence (ERBE-seul - ERBE/ISCCPC1) ; (Figure réalisée à partir des données ERBE et ISCCP du mois de décembre 1986).

différence entre la Figure 7.12 et la Figure 8.20(a). Les régions où l'algorithme a apporté une amélioration significative sont représentées en gris foncé. Si l'algorithme a augmenté la différence entre NOAA-9 et NOAA-10, la région est indiquée en gris clair. Les zones laissées en blanc correspondent à des régions où, soit l'algorithme n'a pas été appliqué par manque des données ISCCP, soit l'algorithme n'a pas apporté de modification significative.

L'étude de ces deux figures révèle des améliorations significatives dans la majeure partie de l'hémisphère Sud. Comme au préalable, les régions océaniques tropicales couvertes de stratocumulus sont particulièrement bien traitées. La détection de ces nuages de basse altitude est bien maîtrisée et la couverture temporelle des phénomènes météorologiques est satisfaisante dans l'hémisphère Sud.

Les principales détériorations apportées par l'algorithme sont concentrées sur l'Atlantique Nord, le Pacifique Sud et l'océan Indien à l'Ouest de l'Australie. Une partie des difficultés peut être expliquée par l'identification de nuages de haute altitude, soit des nuages de glace. Cette identification, basée sur l'épaisseur optique, dépend de la modélisation des nuages dans le modèle de transfert radiatif utilisé pour déterminer l'épaisseur optique à partir de la luminance du nuage (c.f. Section 8.1.4). La diffusion à l'intérieur des nuages est basée sur la théorie de Mie appliquée à des gouttelettes sphériques. Cette représentation n'est pas adaptée aux nuages de haute altitude qui sont généralement formés de cristaux de glace. Ce défaut est abordé dans la section suivante.

Le Tableau 8.8 indique les modifications apportées par l'algorithme, en terme de différence entre les flux obtenus par NOAA-9 et ceux obtenus par NOAA-10. L'algorithme a permis de modifier cette différence pour près de 2500 régions. L'algorithme a apporté une amélioration, soit une diminution de la différence, dans 1700 cas environ, et a détérioré la différence pour 800 régions. Dans ce tableau, la moyenne représente le biais, à l'échelle du globe, alors que l'écart type indique la largeur de la distribution des différences. Il est important d'avoir un biais faible lorsqu'on fait une étude sur l'ensemble du globe, mais dès lors qu'on étudie des régions en particulier,

Tab. 8.8: Moyennes et écarts types (en  $W/m^2$ ) de la différence entre les flux moyens mensuels obtenus par NOAA-9 et ceux de NOAA-10. Les flux solaires réfléchis sont obtenus à partir des données ERBE soit seules soit complétées par des données de classification nuageuse de type ISCCP C1.

Impact de l'algorithme	Différence absolue : NOAA-9 - NOAA-10 ( $W/m^2$ )			
	Amélioration		Détérioration	
Nombre de régions	1688		799	
Données utilisées	ERBE	ERBE ISCCP C1	ERBE	ERBE ISCCP C1
Moyenne	-2.9	1.0	2.5	6.6
Ecart type	22.7	9.7	8.3	26.1

il faut s'assurer que chaque région n'est pas entachée d'une erreur trop importante. Les régions améliorées voient passer la moyenne de la différence entre NOAA-9 et NOAA-10 de  $-2.9 W/m^2$  à  $1.0 W/m^2$ , soit une diminution significative du biais. Plus importante est la réduction de l'écart type, qui passe de  $22.7 W/m^2$  à  $9.7 W/m^2$ , ce qui indique que les différences les plus importantes ont été soit éliminées, soit diminuées de manière très significative. En ce qui concerne les régions détériorées, le biais est augmenté sensiblement et la variabilité de la différence devient très importante.

Pour cette étude, la variation du biais ne paraît pas primordiale. Si, à l'origine, le biais sur l'ensemble des océans de la planète est faible, c'est parce que les différents régimes météorologiques y sont représentés de manière équitable. Si on considère le biais, une fois que l'algorithme a été appliqué à l'ensemble des océans, on va probablement trouver une valeur supérieure au biais initial car l'algorithme aura apporté une amélioration significative dans certains régimes météorologiques plus particulièrement que dans d'autres.

Il convient donc, soit de corriger le problème des régions qui sont mal prises en compte par l'algorithme, soit d'appliquer un test pour ne pas utiliser l'algorithme là où les données ISCCP ne permettent pas d'apporter d'information pertinente sur le cycle diurne de la nébulosité.

#### 8.4.4 Détermination des épaisseurs optiques ISCCP

Le modèle de transfert radiatif dans le domaine spectral solaire est utilisé pour calculer des luminances *visibles* en fonction de la géométrie de mesure et d'éclairement, de la réflectance de surface, de l'épaisseur optique des nuages et de la pression au sommet de ces nuages. Il en résulte une table de conversion qui est inversée pour être utilisée dans l'analyse des nuages. Ainsi, étant donnée une luminance *visible* corrigée de la distance Terre-Soleil et de l'absorption par l'ozone, les angles de mesure et d'éclairement, une réflectance de surface et une pression au sommet du nuage, la table permet d'obtenir l'épaisseur optique du nuage.

##### 8.4.4.1 Luminances normalisées et épaisseurs optiques

La Figure 8.21 montre trois cartes géographiques successives d'épaisseurs optiques des nuages obtenues par inversion de la luminance *visible* mesurée. L'intervalle temporel entre les images est de trois heures. Il convient de comparer cette figure à la Figure 8.22 qui représente trois cartes successives de la réflectance des nuages telle qu'elle est définie dans la Section 8.3.2. En comparant la Figure 8.21 à la Figure 8.22 on voit que la plupart des structures à forte épaisseur optique correspondent à des régions de forte réflectance. Cependant on remarque sur la Figure 8.21(b) une bande à l'extrémité *Est* de l'image, de 5° à 10° de largeur, composée de valeurs plus fortes que les régions adjacentes. La Figure 8.22(b) comporte une structure semblable quoique nettement plus nuancée. On soupçonne déjà un biais dans le modèle *visible* appliqué pour calculer l'épaisseur optique tant cette structure s'apparente à des conditions limites d'éclairement. Pour vérifier ce soupçon, il faut étudier l'image précédente et l'image suivante dans lesquelles les géométries d'éclairement

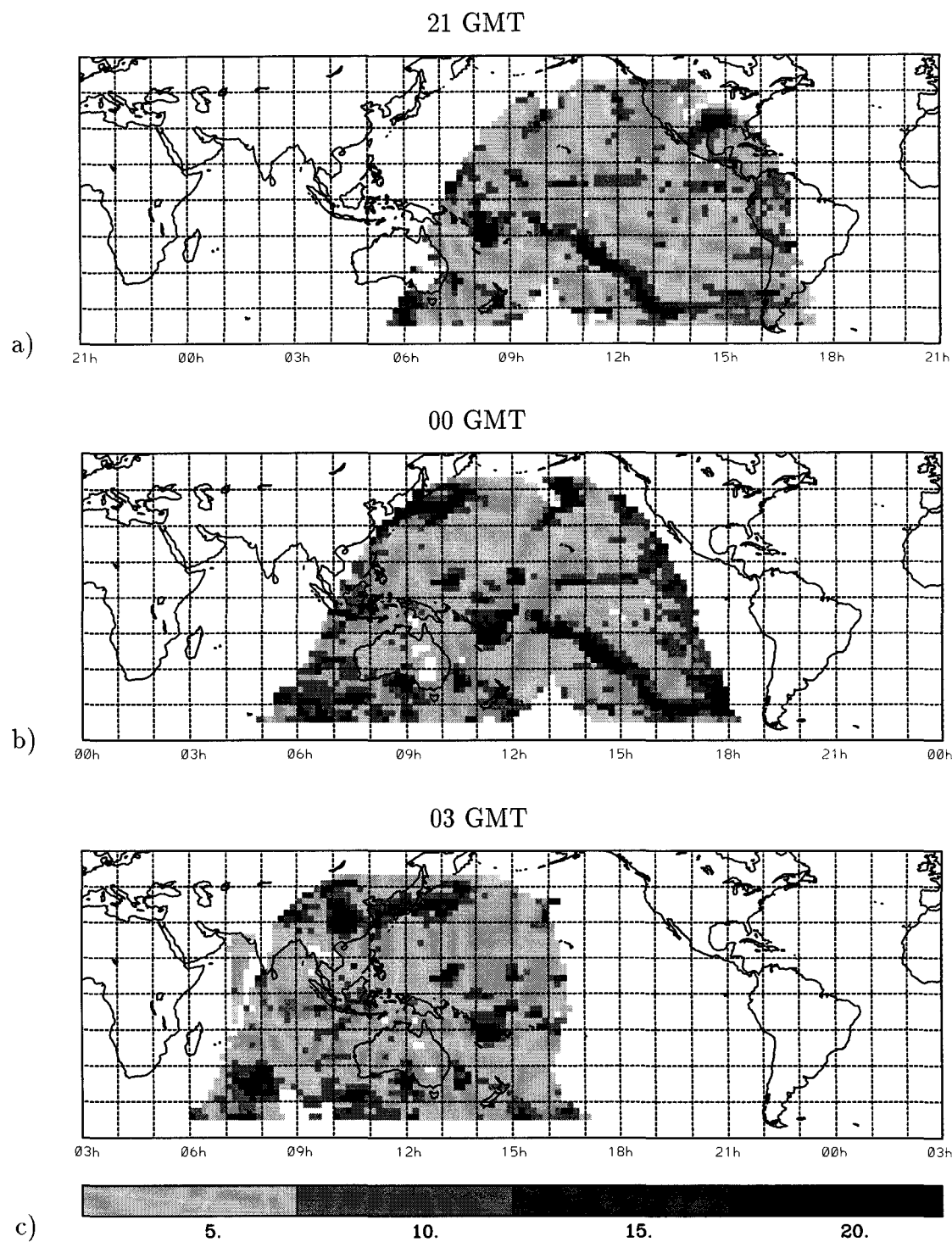


Fig. 8.21: Epaisseur optique des nuages, données ISCCP C1. a) 14 Décembre 1986 à 21TU ; b) 15 Décembre 1986 à 00TU ; c) 15 Décembre 1986 à 03TU.

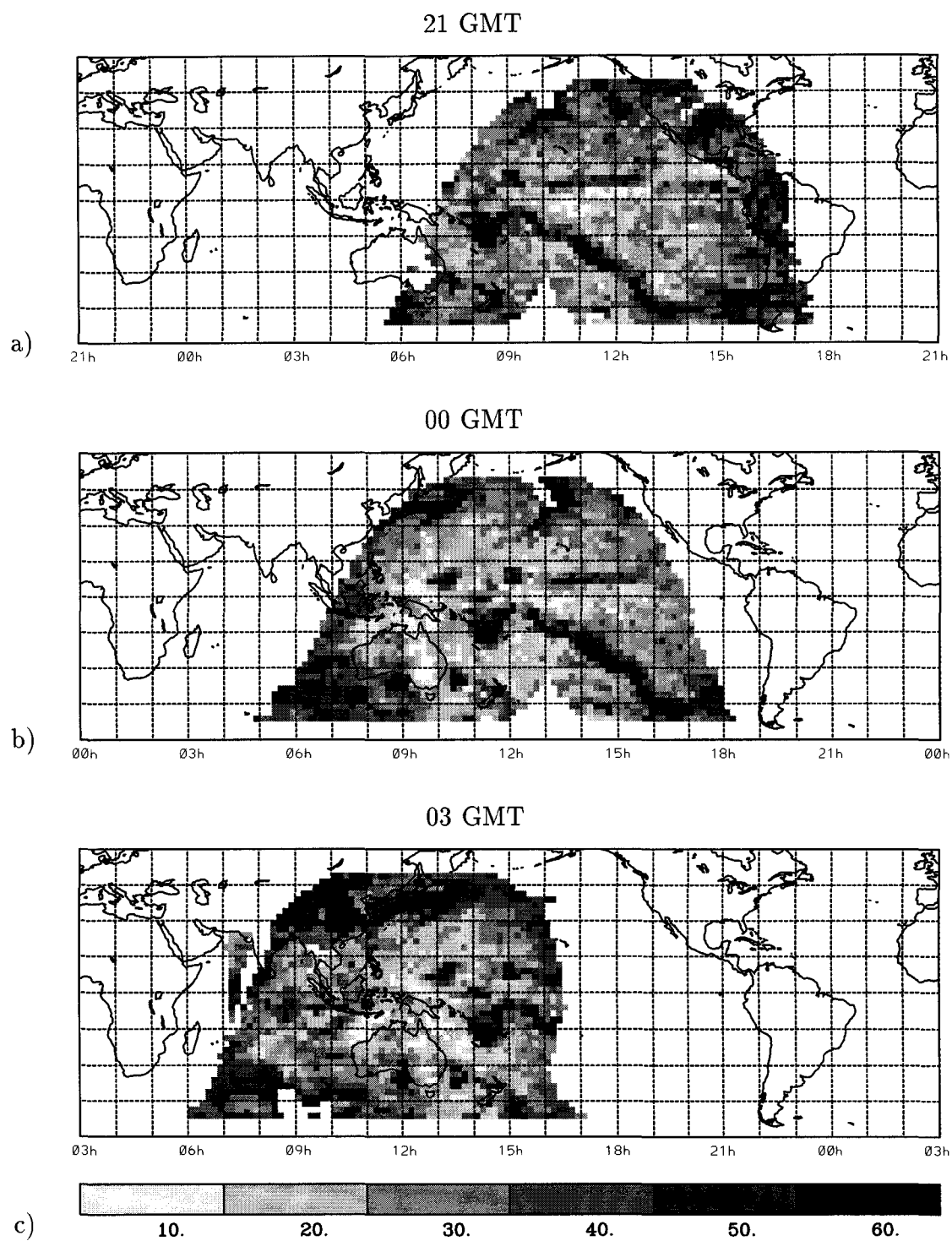


Fig. 8.22: Reflectance visible des nuages (%), données ISCCP C1. a) 14 Décembre 1986 à 21TU ; b) 15 Décembre 1986 à 00TU ; c) 15 Décembre 1986 à 03TU.



sont différentes.

Les régions autour de l'équateur qui se trouvaient proches du coucher du soleil sur l'image à 00 TU, soit 16h30 environ en heure locale, sont observées vers 13h30 en heure locale sur l'image à 21h TU la veille. Sur cette image, Figure 8.21(a), on ne distingue plus la structure à forte épaisseur optique qui longeait la limite jour/nuit de l'image à 00h TU. Par contre les autres structures à forte épaisseur optique sont déjà visibles bien qu'elles n'aient pas la même amplitude. Ceci traduit bien un artefact du modèle *visible* lors de l'inversion des luminances en épaisseurs optiques.

On retrouve ce biais dans les données de type C2. C'est-à-dire qu'en calculant la moyenne mensuelle à partir des données de type C1, le biais persiste. En effet, au cours du mois de décembre, la limite jour/nuit ne se déplace que de quelques degrés en longitude, de sorte que ce sont toujours les mêmes régions qui sont observées avec une géométrie d'éclairement limite. Ainsi la moyenne mensuelle de l'épaisseur optique est entachée du même biais que les valeurs instantanées.

Ce biais est bien sûr gênant dans la mesure où nous comptons utiliser les variations diurnes de l'épaisseur optique pour compléter le cycle diurne de l'albédo des scènes observées par ERBE. On peut supposer que pour un nombre important de régions observées sous des conditions d'éclairement proche de l'horizon, les nuages seront considérés comme plus opaques qu'ils ne le sont réellement.

#### 8.4.4.2 Biais dans les modèles angulaires

Les modèles angulaires basés sur les types de nuages ISCCP et donc sur l'épaisseur optique de la couverture nuageuse laissent paraître le biais décrit dans la section précédente. Dans des conditions d'angle solaire zénithal très grand, soit supérieur à  $65^\circ$ , on a vu sur les images d'épaisseurs optiques, Figure 8.21(b), que celle-ci apparaissent artificiellement élevées. Des nuages fins seront donc interprétés comme ayant une épaisseur optique moyenne et les nuages d'opacité moyenne comme étant très opaques. On remarque cette tendance sur les courbes de nuages d'épaisseur optique moyenne et épaisse de la Figure 8.17 car l'albédo tend à plafonner pour des

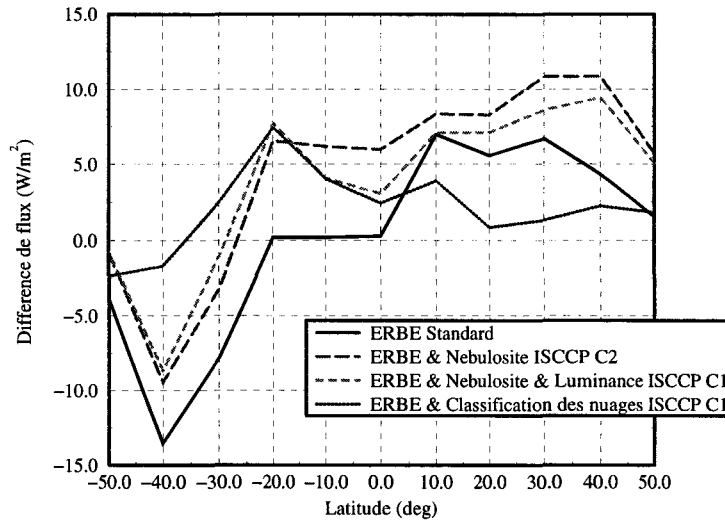
angles solaires supérieurs à  $60^\circ$ . Cet effet est particulièrement bien mis en évidence pour les stratus et les nimbostratus des deux figures, dont la valeur d'albédo pour un angle solaire de  $70^\circ$  correspond tout-à-fait à celle de nuages d'épaisseur optique moyenne alors que ces nuages sont plutôt classifiés comme opaques. C'est l'augmentation artificielle de l'épaisseur optique qui fait passer ces nuages dans la catégorie opaque alors que l'albédo ERBE reste celui d'une scène *mostly cloudy*.

Même si la forme générale de ces modèles angulaires paraissait satisfaisante, on remarque donc un biais significatif pour des angles solaires importants. Il ne faut pas sous-estimer l'importance de ce biais sous prétexte que les flux incidents et réfléchis sont faibles pour ces angles solaires. Bien au contraire, lorsqu'on veut utiliser les données provenant d'un satellite tel que NOAA-10 qui échantillonne très tôt le matin, il faut justement très bien connaître l'albédo dans ces conditions d'éclairement car toute l'extrapolation et donc les valeurs fortes proches de midi en dépendent.

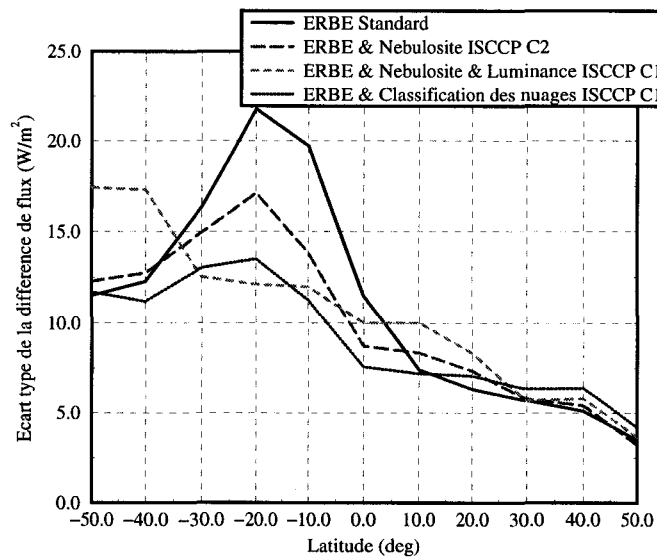
## 8.5 Conclusion du chapitre

La Figure 8.23(a) montre la moyenne par latitude de la différence de flux entre NOAA-9 et NOAA-10 pour des régions de géotype *océan*, en fonction de l'utilisation des données ISCCP. Les valeurs positives correspondent à des flux NOAA-9 supérieurs aux flux NOAA-10. La courbe représentant les données ERBE d'origine, montre un biais positif dans l'hémisphère Nord et un biais négatif dans l'hémisphère Sud. Le biais est quasiment nul sous les latitudes subtropicales de l'hémisphère Sud et il est maximum aux les moyennes latitudes de cet hémisphère.

Des trois méthodes appliquées pour prendre en compte les variations diurnes de la nébulosité, celle utilisant la classification nuageuse ISCCP semble la plus adaptée. En effet, pour une majeure partie des latitudes, cette méthode produit un biais inférieur à celui d'origine. L'augmentation du biais dans les latitudes tropicales de l'hémisphère Sud provient de la prise en compte particulièrement efficace des cycles diurnes des nuages stratiformes de basse altitude combinée avec des corrections



a)



b)

Fig. 8.23: (a) Moyenne et (b) écart type par latitudes de la différence entre les flux moyens mensuels de NOAA-9 et ceux de NOAA-10 selon l'utilisation des données ISCCP. Flux solaires réfléchis au-dessus des surfaces de géotype *océan*.

moins significatives aux autres longitudes. En effet, les données ISCCP ne permettent pas de prendre en compte de manière satisfaisante les variabilités diurnes des nuages de haute altitude.

Si on considère maintenant la Figure 8.23(b), qui représente l'écart type par latitude de la différence de flux entre NOAA-9 et NOAA-10, en fonction de la latitude, on remarque également que l'utilisation de la classification des nuages ISCCP permet de réduire très sensiblement l'étendue de la distribution. Cet effet est particulièrement important dans l'hémisphère Sud. Notez que la tendance générale de l'écart type est de croître de 50° N à 50° S. C'est dû à la distribution de l'ensoleillement de la Terre à cette époque de l'année. Pour les données ERBE d'origine, les valeurs maximales se trouvent dans les tropiques de l'hémisphère Sud, ce qui correspond aux régions d'ensoleillement maximum en décembre.

Cette structure ne sera pas modifiée de manière significative par des différences relatives à la place de différences absolues. La corrélation est entre la quantité d'ensoleillement et le développement de la couverture nuageuse.

# Chapitre / Chapter 9

## Conclusions and Recommendations

The ultimate motivation for this work was to explore the related fields of remote sensing and data processing of the Earth radiation budget. The engineering field aims at designing instruments which will provide reliable radiometric data of the Earth radiative field, while the scientific field aims at converting the radiometric products into reliable estimates of climate-study data. Scientists require engineers to provide them with radiometric products of very high accuracies even though data processing algorithms sometimes introduce errors of much greater magnitude than those introduced by the instrument. Once the radiometric data have been obtained, little can be done to improve its accuracy whereas the errors introduced by data processing can always be reconsidered by developing new algorithms and reprocessing the same radiometric data.

### 9.1 Conclusions

High-level numerical models have been developed over the past five years to characterize the performance of radiometric channels. The goal of this work in the engineering context was to integrate all the models and show their capabilities. A

further goal was to demonstrate the power of this type of modeling to not only identify error sources but also to accurately simulate the mechanisms of radiative and conductive energy transfer within the physical system.

1. Results from the optical/thermal-radiative module establish that the instruments studied have sharply defined footprints on the Earth and are relatively immune to optical and thermal-radiative contamination.
2. Results obtained using the dynamic electrothermal module provide valuable insights into the details of channel operation and establish its high level of equivalence.
3. The instrument point spread function is defined by integrating the two models. The centroid of the point spread function is computed and used to shift the instrument signal in time to account for the thermal and electronic time responses of the detector unit.
4. Results from the structural conductive model combined with the optical module show that the potential for contamination of the signal by background thermal noise is negligible during a typical Earth scan.
5. The capabilities of the integrated optical/thermal-radiative and dynamic electrothermal modules are demonstrated by scanning a realistic Earth scene whose radiative field has been computed from a Monte-Carlo ray-trace analysis of the radiative transfer in the atmosphere.

The optical/thermal-radiative module is adapted to an infrared field radiometer. The goal of this work is to assist the experimental characterization of the instrument performances. It demonstrates the great potential of this model as a tool for instrument development.

1. The model is used to verify the instrument optical principle.

2. The optimum positions of the optical components along the optical axis of the instrument are established and the tolerance is determined given the required detector sensitivity.
3. The asymmetry found in the experimental determination of the instrument field of view is demonstrated, using the model, to be associated with mispositioning of the condensing lens and detector. A procedure providing reduced assembly uncertainties is developed and its performance is demonstrated with the model.
4. The thermal/radiative performance of the radiometer is characterized. The procedure for eliminating background signal due to thermal emission of the structure is found to be suitable only if the instrument is isothermal.

Studies on Earth radiation budget error assessment have shown that angular and temporal sampling are the two primary sources of error in data processing. Due to sparse temporal sampling, polar orbiting satellites cannot resolve the complete diurnal cycle of reflected solar energy. Over extensive parts of the globe, significant biases can be propagated to the monthly means when the diurnal cycles of cloud cover and cloud properties are not correctly sampled and accounted for.

1. Using the original ERBE data, large discrepancies are shown in monthly mean values of the reflected solar flux derived from NOAA-9 and NOAA-10. In extreme cases, the difference can be on the order of 50 percent.
2. A new diurnal interpolation protocol is developed to account for diurnally varying cloudiness using correlative cloud cover information issued from monthly mean ISCCP data. Significant improvements are found in regions where clouds have a pronounced diurnal cycle.
3. The diurnal interpolation protocol is extended by additionally accounting for variations in cloud properties using the normalized

cloud radiance issued from ISCCP stage C1 data. Improvements are found over regions characterized by low-level cloudiness. However, over extensive parts of the globe, the normalized cloud radiance is found to be unsuitable to account for diurnal variability of cloud properties.

4. The diurnal interpolation protocol is modified to use a cloud classification based on cloud altitude and cloud optical thickness. Significant improvements are found for a large part of the globe.

## 9.2 Recommendations

Great potential exists for high-level end-to-end dynamic electrothermal models to be used in the design of future generations of CERES-like radiometers, in defining ground-based and inflight calibration strategies, in interpreting radiometric data, and in understanding data anomalies that may arise after the instruments have been placed in orbit. The work presented in this dissertation has not specifically addressed issues related to primary data processing which involve on-board calibration and spectral correction procedures. The potential for using the end-to-end model to address these issues is obvious :

1. The end-to-end model should be used to evaluate ground and on-board calibration procedures and even to validate data-reduction strategies.
2. The end-to-end model should be used to estimate the impact of uncertainties in the instrument filter functions on the radiometric product.
3. A complete equivalence study between two channels, including the registration issue, should be used to determine the uncertainties involved in computing a synthetic longwave channel.



Current and future Earth radiation budget missions such as ScaRaB and CERES are and will be collecting radiometric data during the next ten years. Operational data processing requires new reliable algorithms with improved accuracies.

1. In this context, the new protocol for diurnal interpolation must be integrated in an operational data processing algorithm. However, tests must be developed to determine whether or not the algorithm should be applied depending on the quality of the cloud products.
2. Improved results from this algorithm, which uses the ISCCP cloud classification data, can be expected in the future after the ISCCP data has been reprocessed with a new radiative transfer model featuring improved optical thickness computations. Part of the improvement can be associated with the distinction between ice and liquid water clouds according to their altitude. Details about the new cloud data sets have recently been released in [82].
3. The algorithm can be further improved by using better interpolation and extrapolation techniques to compensate for missing ISCCP data.
4. New angular dependence models corresponding to the ISCCP cloud classes should be developed.



# Annexe / Appendix A

## Performances de sondes radiométriques

Cette Annexe est un résumé en français de la partie I de cette thèse.

L'ultime source d'énergie radiative sur la Terre, comme sur toutes les autres planètes du système solaire, est le Soleil. Le système Terre/atmosphère absorbe environ 70 pourcent du rayonnement solaire incident et ré-émet cette énergie vers l'espace sous forme de rayonnement infrarouge thermique. Ces deux procédés définissent le bilan radiatif de la Terre.

Aujourd'hui, l'étude des échanges radiatifs entre la Terre et son environnement cosmique constitue une partie importante des études climatiques. Dans le dernier tiers du vingtième siècle, la conscience de l'homme vis-à-vis de son environnement s'est largement accrue. Initialement l'attention s'est penchée vers les gaz dits à effet de serre puis vers l'impact des nuages sur le système climatique, menant rapidement à des programmes ambitieux pour observer les phénomènes météorologiques et climatiques de la Terre à partir de l'espace.

Certains programmes spatiaux, tels que le Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) et le Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES) de la NASA ou le Scanner for Radiation Budget (ScaRaB) du CNES et de Roskomgidromet, s'intéressent plus particulièrement à la mesure du bilan radiatif de la Terre. La

distribution géographique du bilan radiatif ou du rayonnement net au sommet de l'atmosphère définit les sources et les puits d'énergie du système Terre/atmosphère et constitue le moteur de la circulation générale dans l'atmosphère et les océans. Les mesures à partir du sol ont aussi leur importance; elles permettent non seulement de confirmer les mesures satellitaires mais aussi de mesurer des paramètres utilisés dans le traitement des données satellites ainsi que des paramètres de surface. Dans ce but, un radiomètre infrarouge de terrain, CLIMAT, a été développé par la société CIMEL Electronique.

Les composantes du bilan radiatif de la Terre sont au nombre de trois : Le flux solaire incident, le flux solaire réfléchi par le système Terre/atmosphère et le flux thermique émis par le système. La mesure de ces composantes constitue une forme très directe de télédétection car les sondes radiométriques embarquées sur satellite mesurent une énergie radiative identique à celle sortant du sommet de l'atmosphère en direction du satellite. De plus les composantes solaire et thermique peuvent être mesurées indépendamment l'une de l'autre car les spectres d'émission du Soleil et de la Terre ne se recouvrent pratiquement pas. La mesure d'une composante peut donc être effectuée en utilisant une sonde radiométrique qui bloque une partie du spectre avec un filtre interférentiel par exemple.

Les instruments développés à cet effet sont des radiomètres de grande précision qui doivent cependant être étalonnés régulièrement à l'aide de sources d'étalonnage embarquées stables pour produire des mesures absolues. Il est aussi important que les optiques des instruments soient bien alignées les unes par rapport aux autres pour que les mesures effectuées sur différents canaux soient directement comparables. Ces radiomètres sont des instruments à champ étroit et de fait permettent d'observer des scènes relativement homogènes—sans nuages par exemple—malgré la forte hétérogénéité spatiale de l'atmosphère.

## A.1 Les radiomètres

Les concepts instrumentaux développés dans les missions ERBE, CERES et ScaRaB sont comparables mais utilisent des solutions différentes. Les radiomètres ERBE et CERES se basent sur une optique ayant un télescope de type Cassegrain permettant de concentrer le rayonnement incident sur un détecteur de faibles dimensions à l'aide de deux miroirs. L'élément sensible de l'instrument est un détecteur thermique de type bolomètre qui utilise une thermistance montée dans un pont électrique avec une thermistance de référence. Le détecteur de référence n'est pas soumis au rayonnement incident, cependant il est sensible aux changements thermiques de l'environnement des détecteurs. Le signal étant proportionnel à la différence de résistance entre les deux thermistances, ce montage permet de s'affranchir des changements thermiques du support des détecteurs. Le radiomètre CERES comprend trois canaux : un canal sensible au rayonnement compris entre 0.2 et 4.0  $\mu\text{m}$ , appelé onde-courte, permet de mesurer le rayonnement solaire réfléchi, un canal sans filtre, appelé total, est sensible à l'ensemble du spectre, et un canal appelé fenêtre atmosphérique sensible aux longueurs d'onde comprises entre 8.0 et 12.0  $\mu\text{m}$ .

Le radiomètre ScaRaB n'utilise qu'un seul miroir pour concentrer le rayonnement incident sur un détecteur de type pyro-électrique. Avec ce type de détecteur le signal est proportionnel aux changements de température à l'intérieur du cristal. Le signal doit donc être modulé. Ainsi l'instrument comporte un choppeur qui alternativement concentre le champ de l'instrument sur un petit corps noir de référence. Le radiomètre ScaRaB est constitué de quatre canaux : un canal onde-courte, un canal total, une fenêtre atmosphérique plus étroite que celle du radiomètre CERES (10.5 à 12.5  $\mu\text{m}$ ) et un canal visible sensible aux longueurs d'onde comprises entre 0.5 et 0.7  $\mu\text{m}$ .

Le radiomètre CLIMAT est un instrument de terrain destiné à mesurer des flux d'énergie dans le domaine spectral de l'infrarouge thermique. Le principe optique de l'instrument est basé le montage de Köhler. Les trois éléments principaux de ce montage sont deux lentilles—un objectif et un condenseur—et un détecteur thermi-

que. Le condenseur est placé dans le plan focal de l'objectif de sorte que l'image d'une cible éclairant l'objectif se forme sur le détecteur. Le détecteur est une thermopile. Le signal est proportionnel à la différence de température entre la soudure froide—insensible au rayonnement incident—et la soudure chaude—soumise aux rayonnement incident—mais n'a pas besoin d'être modulé. Cependant, l'interprétation du signal nécessite la connaissance précise de la température de la soudure froide de la thermopile.

Des modèles de simulation numérique ont été développés pour évaluer certaines performances des radiomètres de type CERES et CLIMAT.

## A.2 Modélisation des radiomètres

### A.2.1 Le radiomètre à balayage de type CERES

Au cours des 5 dernières années, des modèles numériques ont été développés au sein du Thermal Radiation Group à Virginia Tech pour caractériser le comportement optique et radiatif, la réponse dynamique électro-thermique et les phénomènes thermiques transitoires de la structure de ces instruments. Les modèles actuels sont capables de simuler complètement la réponse d'un radiomètre à balayage de type CERES observant une séquence de scènes terrestres.

Un tracé de rayons, utilisant la méthode Monte-Carlo, développé par Meekins [18] puis Bongiovi [19], permet de caractériser les comportements optiques et radiatifs dans le domaine thermique de l'ensemble de la structure interne du radiomètre. Ce modèle, basé sur les principes premiers de l'optique et de la physique électromagnétique, a permis de valider la réponse spatiale de l'instrument à une source ponctuelle ainsi que d'établir et de quantifier l'éventuelle contamination du signal due au rayonnement hors-champ et à l'émission propre de la structure de l'instrument.

Le comportement électro-thermique du détecteur a été modélisé par la méthode des différences finies appliquée à une structure tridimensionnelle [22]. Ce modèle

permet de déterminer la distribution de température en régime transitoire au sein du détecteur en fonction du rayonnement absorbé, de calculer la résistance des thermistances en fonction de cette distribution de température et d'en déduire le signal de sortie de l'électronique associée. L'utilisation du module dynamique électro-thermique a apporté une bonne connaissance du fonctionnement détaillé des sondes radiométriques . Par exemple, ce modèle, couplé au modèle optique et radiatif, a permis de vérifier l'équivalence de signal entre des sources provenant du champ radiatif de la Terre et des sources d'étalonnage interne. De plus la fonction de transfert de modulation a été calculée en tenant compte non seulement de la réponse spatiale de l'instrument, mais aussi des temps de réponse thermique du détecteur et de l'électronique associée.

Un module de conduction thermique, a été développé par Savransky [53] pour déterminer la distribution de température en régime transitoire au sein de la structure de l'instrument au cours d'un cycle de balayage. La conduction thermique dans ce modèle est représentée par la méthode des éléments finis. Les résultats obtenus avec ce modèle quantifient le degré de contamination du signal par l'émission thermique propre de l'instrument.

Finalement les modules optique et électro-thermique sont intégrés pour simuler la réponse dynamique d'un radiomètre de type CERES lors d'observations du champ radiatif de la Terre au cours d'un balayage. Le module de conduction thermique de la structure n'a pu être intégré car il a été développé sur un logiciel commercial. Cependant les résultats indiquent que l'émission thermique propre de l'instrument est prise en compte avec une précision suffisante par les visées espace et n'a donc pas besoin d'être simulée au cours d'un balayage. Les possibilités du modèle complet sont démontrées en simulant l'observation d'une scène terrestre dont le champ radiatif à été déterminé à partir d'un tracé de rayons de type Monte-Carlo—développé par Villeneuve [56]—représentant le transfert radiatif dans l'atmosphère .

## A.2.2 Le radiomètre de terrain CLIMAT

Dans le cadre des caractérisations des performances optiques, radiatives et thermiques du radiomètre infrarouge CLIMAT effectuées au Laboratoire d'Optique Atmosphérique (Université de Lille-1), il a été jugé nécessaire de développer un tracé de rayon de type Monte-Carlo pour assister les études expérimentales. Le travail expérimental a consisté en une étude spectral de la transmissivité de l'optique, des mesures de détermination du champ, des évaluations de la sensibilité du radiomètre et finalement un étalonnage complet des différents canaux de l'instrument. Le tracé de rayons de type Monte-Carlo est similaire à celui développé pour les radiomètres ERBE et CERES et prend en compte la géométrie spécifique d'un prototype du radiomètre CLIMAT. Il a permis de définir le comportement optique et radiatif de l'instrument. Principalement, ce modèle numérique a permis d'identifier les sources de problèmes rencontrés lors des manipulations expérimentales et d'évaluer les sources d'erreur liées aux incertitudes de montage.

## A.3 Résultats

### A.3.1 Le radiomètre à balayage de type CERES

#### Comportement optique et radiatif

Le tracé de rayons de type Monte-Carlo permet de calculer la réponse spatiale de l'instrument à une source ponctuelle. Expérimentalement, la réponse spatiale de l'instrument est mesurée en déplaçant lentement un rayon laser dans le champ de l'instrument. Par simulation numérique, on calcule la fraction de l'énergie incidente sur la face d'entrée du radiomètre qui est absorbée par le détecteur. Le rayon laser est simulé par un rayonnement parallèle dont on fait varier l'angle d'incidence sur la face d'entrée du radiomètre. Les résultats montrent que le champ de l'instrument est défini avec une grande précision permettant de faire abstraction du rayonnement parasite.

Le tracé de rayons permet également de définir l'émission propre de la structure de l'instrument et d'en déduire la fraction absorbée par le détecteur. Cette échange radiatif au sein de l'instrument est utilisé en combinaison avec l'analyse de la conduction thermique dans la structure de l'instrument (c.f. Section A.3.1).

### **Comportement électro-thermique**

L'utilisation du module dynamique électro-thermique donne une bonne connaissance du fonctionnement détaillé des sondes radiométriques. L'étude de l'équivalence en terme de signal de sortie de l'instrument entre différents types de rayonnement montre que les radiomètres de type CERES sont peu sensibles à la distribution spatiale du rayonnement dans le plan du détecteur. L'équivalence entre des sources d'étalonnage diffuses, des sources terrestres et des sources quasi-ponctuelles est démontrée.

La fonction de transfert de modulation est calculée en tenant compte non seulement de la réponse spatiale de l'instrument, mais aussi des temps de réponse thermique du détecteur et de l'électronique associée. Cette fonction de transfert est obtenue en associant les modules optiques et électro-thermique pour calculer la réponse dynamique de l'instrument lorsqu'on simule un rayon laser se déplaçant dans le champ de l'instrument. Le centre de masse de la fonction de transfert est utilisé pour corriger le retard temporel du signal de sortie par rapport à la luminance d'entrée.

De plus, l'étalonnage du signal de sortie de l'instrument est effectué en terme de luminance en calculant la réponse en régime permanent de l'instrument soumis à des rayonnements de différentes intensités.

### **Conduction thermique dans la structure de l'instrument**

Le modèle de conduction a permis de déterminer la distribution spatiale de température à l'intérieur de la structure de l'instrument. Cette distribution a été calculée par Savransky [53] pour deux conditions radiatives différentes : la première pour



simuler l'instrument observant l'espace et la seconde pour simuler l'instrument observant une scène terrestre de luminance moyenne. Les flux radiatifs définissant les conditions aux limites du modèle de conduction thermique sont obtenus à partir du module optique et radiatif du radiomètre .

Le signal dû au rayonnement provenant de la structure de l'instrument est calculé dans le cas d'une visée espace et d'une observation du champ radiatif de la Terre. La différence entre ces deux signaux constitue le potentiel de contamination du signal correspondant à une mesure de luminance terrestre. En effet pour déterminer le signal mesuré par l'instrument lors d'une observation terrestre, il faut lui soustraire le signal obtenu lors de visée espace pour s'affranchir de l'émission thermique de la structure. Si cette émission varie au cours d'un balayage, le signal peut être contaminé. L'étude montre qu'on obtient au maximum des variations de l'ordre de 5 nW. Ces variations ne sont pas significatives car elles sont inférieures à la puissance équivalente au bruit du détecteur.

### **Simulation d'une observation de la Terre**

Finalement un modèle comprenant les modules optique et électro-thermique est utilisé pour simuler l'observation d'une scène terrestre réaliste par le radiomètre au cours d'un balayage. Le champ radiatif de la scène observée est définie à partir d'une simulation numérique du transfert radiatif à travers l'atmosphère basée sur un tracé de rayons de type Monte-Carlo [56]. Ce champ radiatif est défini pour une longueur d'onde précise de  $0.55 \mu\text{m}$ . Le champ radiatif est utilisé pour créer un rayonnement incident sur la face d'entrée du radiomètre au cours du balayage. La réponse dynamique de l'instrument est obtenue en utilisant les modèles optique et électro-thermique . Le signal de sortie est ensuite converti en luminance en utilisant les données d'étalonnage et un décalage temporel est appliqué en utilisant le centre de masse de la fonction de transfert pour compenser les temps de réponse thermique et électronique. On obtient une série temporelle de la luminance de sortie tout à fait en accord avec la série temporelle de la luminance d'entrée.

Ce modèle montre des possibilités très importantes dans l'interprétation des données du bilan radiatif de la Terre. En effet, on connaît le signal d'entrée et le signal de sortie ce qui permet d'étudier les procédés qui permettent de retrouver le signal d'entrée à partir du signal de sortie. Finalement, une étude de l'impact du recouvrement spatial des canaux lors d'une observation d'une scène réelle montre que, malgré la forte hétérogénéité spatiale de certaines scènes terrestres, le recouvrement de 95 ou 98 pourcent des canaux ne produit pas des différences significatives entre les mesures.

### A.3.2 Le radiomètre de terrain CLIMAT

La validité du modèle a été démontrée en illustrant le principe optique du radiomètre CLIMAT. Cette simulation a montré que la distribution spatiale de l'énergie dans le plan du détecteur reste sensiblement la même que le rayonnement incident sur la pupille d'entrée de l'instrument soit diffus ou parallèle, alors que les éclairagements du condenseur sont radicalement différents. C'est l'illustration de l'intérêt du montage de Köhler.

Le modélisation numérique de l'instrument a ensuite été utilisée pour déterminer qualitativement et quantitativement la *fraction de l'énergie incidente* qui atteint effectivement le détecteur. En effet, la sensibilité de l'instrument est fortement liée à la distribution spatiale et à la quantité d'énergie incidente sur le détecteur. Une étude a permis de déterminer la position optimale du détecteur sur l'axe optique de l'instrument ainsi que la précision avec laquelle il faut placer le détecteur pour rester proche des conditions optimales.

Une des étapes importantes du développement de l'instrument est la détermination de son champ réel. Nous avons procédé à une détermination expérimentale du champ du radiomètre, puis utilisé les simulations numériques pour analyser certains phénomènes rencontrés. Ainsi, une étude de la sensibilité de l'instrument à des défauts de centrage du détecteur a permis d'expliquer la dissymétrie du champ rencontrée lors de manipulations expérimentales. Cette étude a permis en outre de

proposer une méthode pour améliorer le positionnement des composants critiques.

Finalement nous avons représenté les échanges radiatifs entre les différents composants de l'instrument par simulations numériques. Cette représentation a permis d'étudier l'équivalence radiative des différents modes de fonctionnement du radiomètre. Elle permet également de déterminer la contribution de chaque composant de l'instrument au signal reçu par le détecteur. Ainsi on peut aisément quantifier l'impact d'un éventuel échauffement de certains composants optiques de l'instrument.

Cette étude a montré l'intérêt de l'utilisation d'un modèle numérique au cours du développement d'un instrument.

## A.4 Conclusion

Les modèles de simulation numérique des radiomètres CERES et CLIMAT ont été utilisés dans des contextes très différents. Le radiomètre CERES est un instrument déjà éprouvé car il fait suite au radiomètres à balayage de la mission ERBE. Les modèles sont utilisés non seulement pour vérifier certaines hypothèses de fonctionnement de l'instrument mais aussi pour calculer certains paramètres comme le centre de masse de la fonction de transfert de modulation qui est nécessaire au traitement des données. Les résultats prouvent aussi la grande précision des modèles de simulation numérique qui se révéleront très utiles dans la conception des futures générations d'instruments en définissant à l'aide de données au sol les stratégies de calibration en vol, en permettant l'interprétation des données radiométriques, et en apportant une meilleure compréhension des anomalies de mesure qui peuvent se produire après que l'instrument ait été placé en orbite.

Le radiomètre CLIMAT est de conception nouvelle. Le modèle numérique utilisé—beaucoup plus simple que celui développé pour le radiomètre CERES—s'est révélé être un outil très pratique et fiable pour aider l'analyse de certains résultats expérimentaux. Il a permis en outre d'établir l'impact des incertitudes de montage

sur les performances du radiomètre .

## **Annexe / Appendix B**

**Paper to be published in J. Appl.  
Meteorol.**

# Improved diurnal interpolation of Earth radiation budget observations using correlative ISCCP cloudiness data

Martial Haeffelin      Robert Kandel  
Claudia Stubenrauch  
Laboratoire de Météorologie Dynamique

September 4, 1996

## DRAFT VERSION

### Abstract

The Earth radiation budget experiment (ERBE) was developed to provide a complete temporal and spatial coverage of the solar reflected and Earth emitted radiation. ERB measurements were resumed in 1994 by the Scanner for Radiation Budget (ScaRaB) mission on a single satellite. Due to sparse temporal sampling, diurnal variations must be accounted for in order to establish accurate unbiased daily and monthly mean radiant exitance. When the ERBE diurnal interpolation algorithm is used alone, large discrepancies are shown between monthly mean radiative flux of single and multi-satellite measurements. We extend the algorithm by accounting for diurnally varying cloud cover using ISCCP monthly mean data. Significant improvements are found in regions where clouds have a pronounced diurnal cycle. Further improvements are obtained by additionally taking into account diurnal variations of cloud properties such as optical thickness using either ISCCP cloud radiance data or a cloud classification. These approaches require the development of directional models to represent the angular dependence of the cloud albedo corresponding to the ISCCP cloud scene identification.

## 1 Introduction

The components of the Earth Radiation Budget (ERB) are the solar reflected flux (radiant exitance) and the thermal flux emitted by the Earth-Atmosphere system. The components of the ERB are monitored from broad band channels on board satellites. Among Earth observing satellites, both low orbit platforms and geostationary satellites will be considered here. The choice between these two types of platforms involves compromises in spatial and temporal coverage, in resolution and sampling characteristics, in relation with the type of instrumental technology used.

Because ERB missions using polar orbiting platforms have limited spatial and temporal sampling, algorithms were developed in order to correctly account for the diurnal variability of the Earth's radiation in computing daily and monthly mean radiative fluxes. Determining radiative fluxes at the top of the atmosphere from satellite measured radiances requires hypotheses concerning the anisotropy of the Earth radiative field. In [1] it is shown that the most important factor for variability of this anisotropy is certainly the variability of cloud properties. In the Earth Radiation Budget Experiment (ERBE), described in [2], angular dependence models were developed to represent this anisotropy. This work can be found in [3, 4].

The first part of this paper presents the time averaging algorithm developed for ERBE for the shortwave (SW) spectral domain. The weaknesses of this algorithm are stressed and improved versions are proposed by complementing ERBE data with correlative measurements from the geostationary satellites.

## 2 The ERBE time averaging procedures

On global and zonal spatial scales, for quantities averaged yearly, seasonally, or monthly, the variability of the Earth's radiative field is driven predominantly by the annual cycle of the Earth-sun distance and the motion of the subsolar point relative to the equator. However, since satellites can not monitor all parts of the Earth simultaneously, attempts to determine monthly and seasonal means implies modelling diurnal variations of the Earth's radiative field at the regional level.

### 2.1 Directional models

To model the diurnal variability of the reflected solar radiation implies taking into account the variations of both the incident energy and the fraction which is reflected. The diurnal variation of the incident solar radiation is indeed very pronounced but can be accurately computed. The solar-zenith-angle dependence of the albedo,

$$A(\theta_0) = \frac{M_r(\theta_0)}{E_0(\cos \theta_0)}, \quad (1)$$

where  $M_r$  is the shortwave radiant exitance (SWRE),  $E_0$  is the solar constant corrected for the variations of the Earth-sun distance, and  $\theta_0$  is the solar zenith angle, is assumed to follow directional models

$$\delta(\theta_0) = \frac{A(\theta_0)}{A(\theta_0 = 0)}, \quad (2)$$

given for each scene types. Figure 1 shows directional models, expressed in terms of albedos, for the geographical scene type *ocean* and *land* corresponding to the cloud types defined in the ERBE scene identification algorithm [1]. The data in Figure 1 is issued from [5].

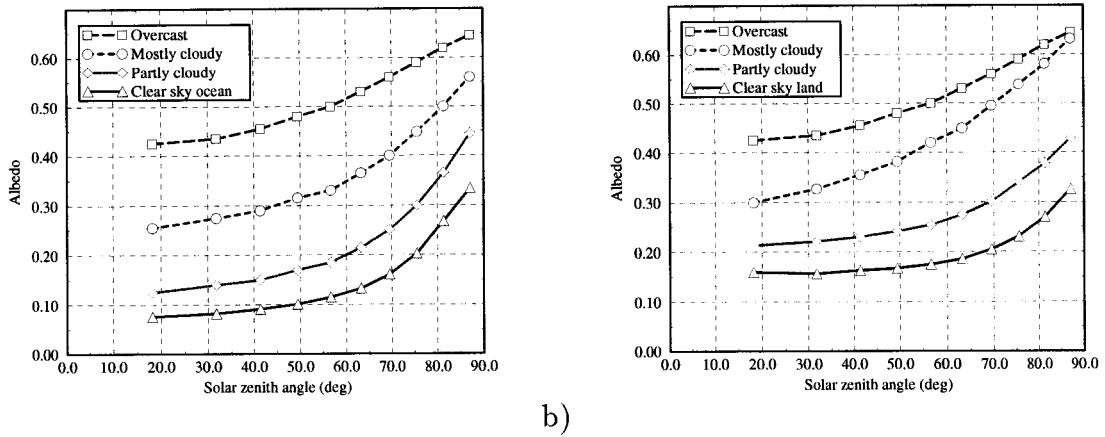


Figure 1: ERBE angular directional model regional albedo as a function of the solar zenith angle for various scene types. The geographical type of the underlying surface is (a) *ocean* and (b) *land*.

## 2.2 Temporal interpolation and extrapolation algorithm in the SW domain

The SWRE for a given region and at a given time  $t$  is defined as

$$M_{SW}(t) = E_0(t)\mu(t) \sum_{i=1}^4 \alpha_i(t) f_i(t), \quad (3)$$

where  $\mu(t)$  is the cosine of the solar zenith angle, and  $\alpha_i(t)$  and  $f_i(t)$  are the albedos and normalized fractions of the four types of cloud cover for that region, respectively. The spatial resolution of an ERBE region is  $2.5^\circ$  by  $2.5^\circ$ .

To compute a radiant exitance  $M_{SW}(t')$  from the measurement  $M_{SW}(t_{obs})$ , Equation (3) is applied at time  $t'$  and  $t_{obs}$ . By eliminating  $E_0(d)$  between the two equations,  $M_{SW}(t')$  becomes

$$M_{SW}(t') = \frac{\mu(t')}{\mu(t_{obs})} \frac{\sum_{i=1}^4 \alpha_i[\mu(t')] f_i(t')}{\sum_{i=1}^4 \alpha_i[\mu(t_{obs})] f_i(t_{obs})} M_{SW}(t_{obs}). \quad (4)$$

where  $\alpha_i[\mu(t)]$  is here an albedo given by the directional models. Variations of  $f_i(t)$  are not modelled, which is equivalent to considering the meteorology to be constant during the day. Variations of cloud properties are only taken into account if several measurements are performed during the day. In such a case, the SWRE is computed as a time weighted average of the two surrounding measurements. This weighting scheme assumes that the observed scene fraction change linearly with time from one observed set to the next.



## 2.3 Hypotheses of the algorithm and implications

The hypotheses are the following:

1. Radiance measurements are obtained with very low uncertainty,
2. Scene identification is correctly performed by the inversion subsystem, which uses bi-directional models and a maximum likelihood estimation (MLE) technique, described in [1],
3. Variations of the albedo with the solar zenith angle are represented by directional models, which are related to the bi-directional models,
4. Cloud cover type fractions at time  $t'$  are identical to that at time  $t_{obs}$ .

Errors implied by these hypotheses can be defined as follows:

1. The radiance uncertainty can propagate through the secondary data interpretation,
2. A random error due to the uncertainty of scene identification,
3. A random error, or a bias, due to angular sampling of measurements,
4. A random error, or a bias, due to particular diurnal cycles of cloudiness.

Errors in items 2 and 3 are inherent in the MLE technique and inaccuracies in the bi-directional models. In this paper we focus on issues related to diurnal cycle sampling.

## 2.4 Temporal sampling problems and subsequent biases

In [1] it is stated that flux measurements over short periods of time can be obtained but with significant uncertainty. The logic behind the ERBE time and space algorithm is that since errors often are random, the error of an averaged value will always be less than the sample value errors. This indeed is correct if errors are truly random and if sampling is not biased in any way. However, if errors are biased and sampling not complete, averaging will not allow errors to be reduced.

It appears from previous missions that a single-satellite system would not be satisfactory to determine the ERB [6]. To enhance spatial and temporal sampling, ERBE was developed in a multi-satellite approach. During most of the mission, at least two satellites were operational simultaneously.

At the regional scale, the daily meteorology may appear as a random phenomenon. Indeed this assumption is implicit in the ERBE monthly regional products, presumed to be more accurate than instantaneous pixel or daily regional fluxes, as a result of averaging out of random errors. However, several studies [7, 8] show that over large parts of the globe strong diurnal cycles of meteorology can remain over several days, weeks or even months. Considering the sparse temporal sampling performed by low orbit satellites, these remaining meteorological structures can induce very significant biases in the observed radiometric data.

Though meteorological phenomena are often well known and well described, quantitative data are not necessarily available to take them into account in budgeting the Earth's radiation. Therefore biases encountered at the regional and diurnal scales are propagated without attenuation through the computation of monthly averaged quantities.

## 2.5 Monthly means derived from single-satellite measurements

To study the impact of sparse temporal sampling on monthly mean products, ERBE inversion algorithms are applied separately to three single-satellite data sets. Single satellite results are compared to multi-satellite results, which are monthly mean products obtained by treating all the data sets together. December 1986 data were used since it is the only complete month for which the three ERBE satellites were operational simultaneously.

### 2.5.1 Oceans covered by low stratiform clouds

Stratocumulus clouds have a very extensive cover, in the order of hundred kilometers, and are usually considered as optically thick. They are found at low altitudes, i.e. below 2000 meters. In general, stratocumulus clouds are more reflective than the underlying surface and thus increase significantly the planetary albedo. Because of their low altitude, these clouds have a temperature close to that of the underlying surface; as a result they modify only weakly the thermal radiation to space. The combination of the two effects implies that the Earth radiation budget is very sensitive to the amount of stratocumulus clouds in the atmosphere.

Stratocumulus clouds are primarily found over the Earth's oceans [9] in the eastern part of the Southern and Northern Pacific as well as in the eastern part of the Southern Atlantic. Stratocumulus clouds are also found in the eastern part of subtropical oceanic highs where the wind blows from middle latitudes towards the intertropical convergence zone (ITCZ).

Initially we focused our interest on a stratocumulus region above the ocean west of the Namibian coast. Figure 2(a) shows the time sampling of the three ERBE satellites above this region for the month of December 1986. Note that NOAA-9 and NOAA-10 are sun-synchronous orbiters while ERBS has an orbit precessing through 12 hours of local time in 36 days.

A stratocumulus region is an interesting case study because the meteorological activity is very important and quite repetitive when considering time periods in the order of one month. Figure 3(a) shows monthly mean diurnal cycles of cloudiness and albedo issued from ISCCP stage C2 data. The albedo is derived from optical thickness data.

The cloud cover as well as the optical thickness develop during the night due to thermal radiative cooling at the cloud top. Maximum cloudiness and albedo occur in the vicinity of sunrise. As soon as solar heating starts stratiform convection decreases and clouds dissipate.

Figure 4(a) shows monthly mean diurnal cycles of the SWRE in that region for the month of December 1986. The solid line represents the diurnal cycle obtained from the multi-satellite data set. Using NOAA-10 sampled data alone clearly overestimates the

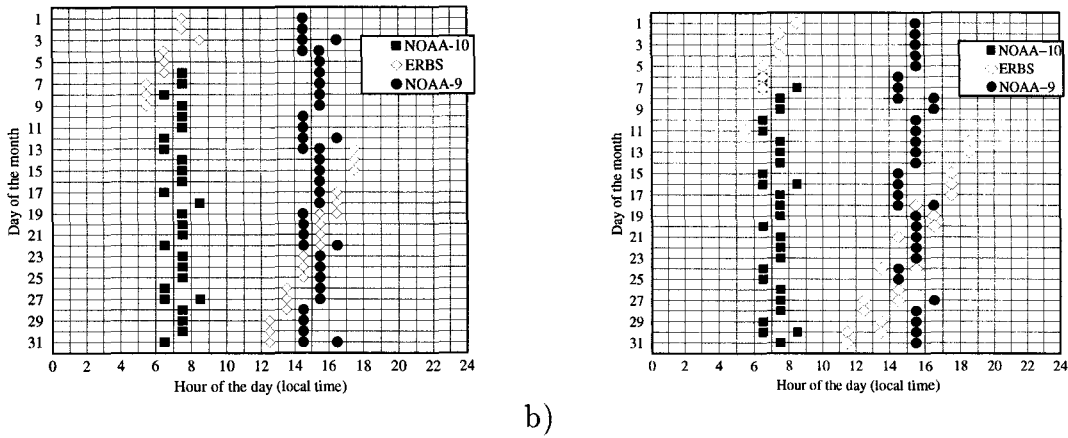


Figure 2: Temporal sampling by the three ERBE satellites. December 1986; (a) 20°S, 5°E; (b) 20°S, 20°E.

diurnal cycle while NOAA-9 and ERBS sampled data significantly underestimate it. This is easily understood by recalling simultaneously the diurnal cycles of cloudiness and albedo and the sampling hours of the three satellites. NOAA-10 samples in the morning hours shortly after sunrise during maximum cloudiness. Since stratocumulus clouds have a stronger albedo than the underlying marine surface, morning measurements will tend to monitor large radiant exitances. Because cloudiness is lower at any other time of the day, deriving a diurnal cycle from morning fluxes produces overestimated values. NOAA-9 samples at a time of the day when cloudiness is minimum. This produces underestimated SWRE diurnal cycle. The absolute difference between NOAA-9 and NOAA-10 monthly SWRE is greater than  $70 \text{ W/m}^2$ , which corresponds to a relative difference above 50 percent. ERBS sampled data produce results similar to NOAA-9 results. In Figure 2 we see that for two-thirds of the month, sampling was similar with the two satellites. In addition, a closer look at the daily cycles of cloudiness reveals low amplitude cycles during the first week of the month.

### 2.5.2 Land covered by convective clouds

This region is located on the African continent, in Northern Namibia, about 500 km East of the Atlantic coast. The region is centered on 20°S in latitude and 20°E in longitude.

The cold currents in the ocean along the coast of Namibia imply a cold and dry climate. The climate is typically semi-arid with warm days and cool nights. The cloud cover varies strongly along the day, as shown in Figure 3(b). The cloud cover is minimum around sunrise usually composed of optically thin high-altitude clouds. Radiative heating of the surface creates the conditions for rising air in which clouds develop. Cumulus clouds tend to develop in the morning and as the convective activity intensifies, vertically developed and optically thick cumulonimbus clouds obscure the sky. This region is at the same latitude as the region described in Section 2.5.1 which implies that the temporal

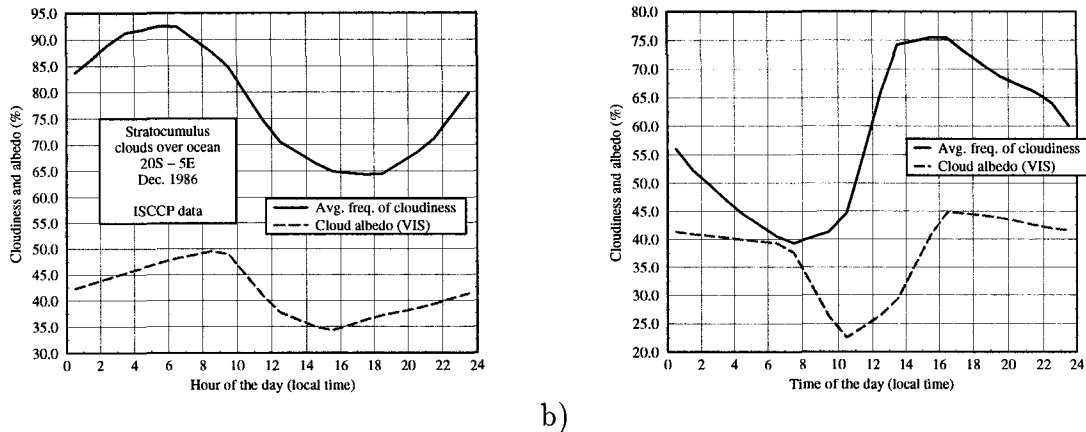


Figure 3: Monthly mean diurnal cycles of cloud cover and cloud albedo. ISCCP C2 data; December 1986; (a) 20°S, 5°E; (b) 20°S, 20°E.

sampling is similar, as is shown in Figure 2(b).

Figure 4(b) shows diurnal cycles of solar reflected fluxes derived from observations made by ERBE satellites. Here NOAA-10 derived fluxes are lower than the ones computed from NOAA-9 measurements because of the convective development of clouds in the afternoon. The difference in the monthly mean value of the flux between NOAA-9 and NOAA-10 is about  $60 \text{ W/m}^2$  or 40 percent relative. The monthly mean flux computed from ERBS measurements is less than  $5 \text{ W/m}^2$  away from that derived from the three satellites, but the shape of the diurnal cycle does not take into account the dissymetry between the morning and afternoon fluxes. It is interesting to note that the combination of ERBS measurements with the diurnal pattern of the meteorology is much more successful in producing an accurate monthly mean flux than for the stratocumulus region. This is a coincidence for this particular region at this particular time of the year. With different times of observation during this month the different meteorological conditions were sampled uniformly which produced a monthly mean close to that derived from three or more measurements every day.

### 2.5.3 Global analysis

There are different approaches to study the impact of temporal sampling on monthly mean fluxes. Single-satellite data sets can be compared either to each other or to multi-satellite data sets.

**2.5.3.1 Single- and multi-satellite products** In Sections 2.5.1 and 2.5.2, it was shown that monthly diurnal cycles and monthly averages of the reflected solar flux can vary considerably depending on the number of measurements available each day. This effect is strongly correlated with the meteorological conditions which occur in these regions.

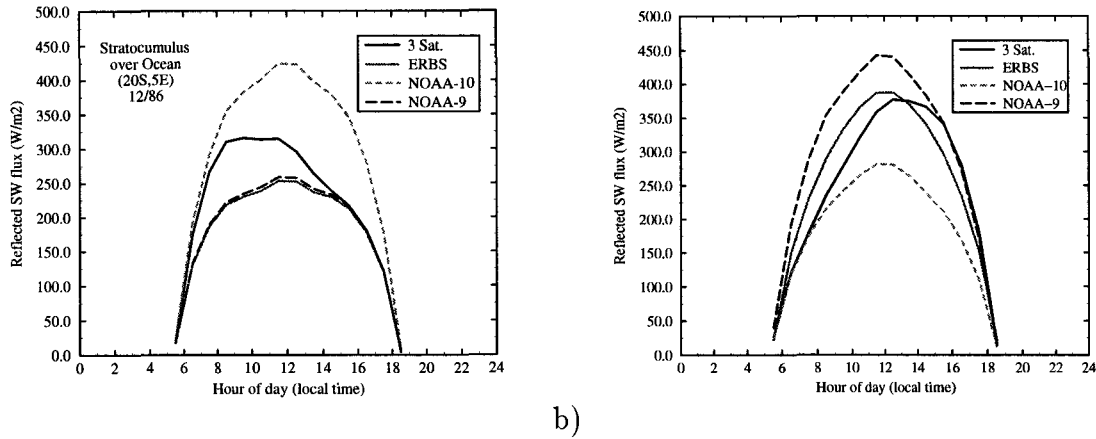


Figure 4: Monthly mean diurnal cycles of SW reflected flux based on single- or multi-satellite data. Results obtained from ERBE original data. December 1986; (a) Ocean, 20°S, 5°E; (b) Land, 20°S, 20°E.

Results will be very different according to surface type and latitude because these two parameters have a large influence on the type and variability of the cloud cover.

Figure 5 shows zonal averages of the difference between single- and multi-satellite derived reflected solar flux. These data concern ocean regions only. Figure 5(a) represents an average value of difference for each latitude band and Figure 5(b) its standard deviation.

For latitude between 20°S and 50°S, Figure 5(a) shows clearly that these regions are characterized by meteorological phenomena which have a strong disymetry between morning and afternoon. The strong negative bias associated with NOAA-10 data and the equally strong positive bias associated with NOAA-9 measurements indicate that the cloud cover must be systematically more important in the morning than in the afternoon. In addition, in the Northern hemisphere, part of the bias associated with NOAA-10 can be attributed to insolation conditions close to the terminator.

The bias for latitudes included between the equator and 20°S is very close to zero. This does not imply that regional monthly means derived from single-satellite data sets are close to multi-satellite products. This lack of bias is simply due to compensation of negative and positive bias of different longitudes. Indeed, the standard deviation, shown in Figure 5(b), are very large for these latitudes. The very large differences are found for instance in tropical ocean regions which are covered by large decks of stratocumulus clouds. It is worth noting that for ERBS, the standard deviation increases over the whole range of latitude from 50°N to 50°S.

Figure 6 represents zonal averages of the difference between single- and multi-satellite products over land regions. ERBS provides zonal averages without significant bias, NOAA-10 data show a positive bias and NOAA-9 products a negative one for the entire range of latitude considered. NOAA-10 and NOAA-9 curves are almost perfectly the mirror image of each other. One can easily imagine a horizontal symmetry line located

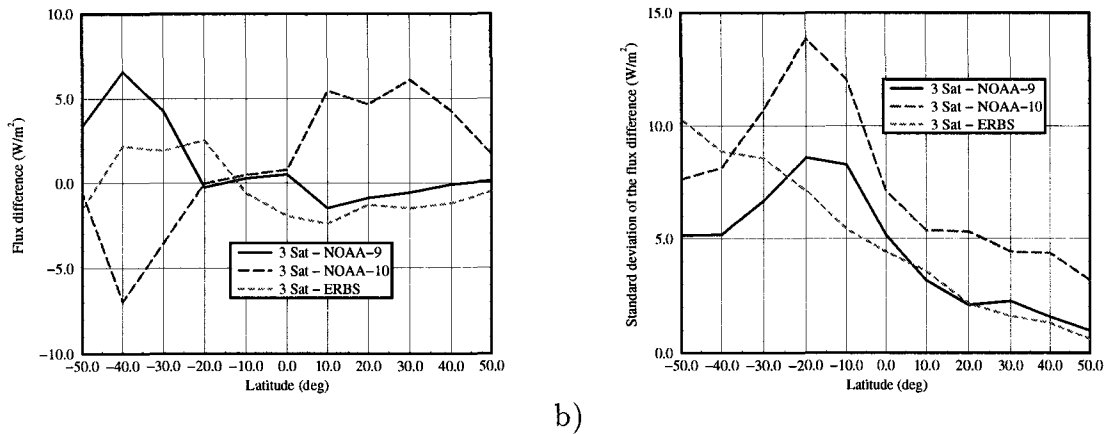


Figure 5: (a) Mean and (b) standard deviation by latitude of the difference between single- and multi-satellite derived monthly mean reflected solar fluxes over ocean regions in december 1986. The zonal means are computed for  $10^\circ$  intervals.

approximately at  $2.5 W/m^2$ . This symmetry is a sign that meteorological phenomenon on continents are radically different in the morning than in the afternoon.

The standard deviations, shown in Figure 6(b), reveal similar patterns for the three satellites, the largest values being associated with NOAA-10. For each satellite, the most significant standard deviations are found in the Southern hemisphere, close to  $20^\circ S$ . This latitude receives the maximum insolation of the planet. The activity of the cloud cover is governed in parts by energy exchanges such as radiative cooling at night and radiative heating during the day, which implies that the larger the insolation, the stronger the meteorological phenomenon.

**2.5.3.2 Difference between NOAA-9 and NOAA-10** To study the impact of sparse temporal sampling on ERB results, we apply this analysis to all regions of the globe. The parameter of comparison becomes the monthly mean SWRE instead of the diurnal cycle for evident practical reasons. Figure 7 shows the relative difference in SWRE between NOAA-9 and NOAA-10 sampled data.

Negative values, shown in black and dark grey, represent regions in which NOAA-9 sampled data produced significantly lower monthly mean SWRE than NOAA-10 sampled data. Positive values for which NOAA-9 produces higher fluxes than NOAA-10 are shown in light grey. Regions drawn in white represent either lack of data or insignificant differences between the two data sets.

Large negative values appear clearly in regions known for low level cloudiness activity during the boreal winter. These regions are principally covered by subtropical marine stratus clouds. They are located off the African coast, East of Namibia, off the South American coast, East of Peru, as well as South of the Australian coast and South of Polynesia. Large positive values are found on continents boarding these subtropical marine

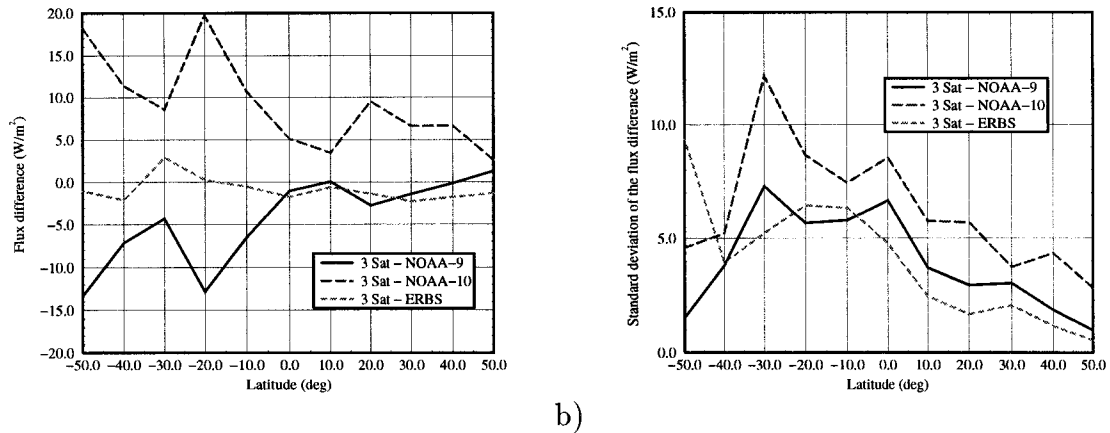


Figure 6: (a) Mean and (b) standard deviation by latitude of the difference between single- and multi-satellite derived monthly mean reflected solar fluxes over land regions in December 1986. The zonal means are computed for  $10^\circ$  intervals.

regions such as Angola and Namibia in Africa, Peru and Chili in South America, and parts of Australia.

In addition to the large patterns previously described one can see that an extensive part of the globe shows relative differences well above 10 percent. The mean difference for the globe is close to zero but the standard deviation is around 15 percent. Maximum relative difference is larger than 50 percent which corresponds to an absolute difference of the order of  $100 W/m^2$ . The zonal analysis showed the largest differences are obtained in subtropical latitudes of the southern hemisphere.

**2.5.3.3 Difference between the two satellite pairs NOAA-9/ERBS and NOAA-10/ERBS** Figure 8 shows the relative difference between reflected solar fluxes computed from NOAA-9 and ERBS data sets and fluxes derived from NOAA-10 and ERBS data sets. The fluxes are monthly mean values computed from original ERBE data.

The two sets of data correspond to the ERB data which was available at different stages of the ERBE mission. Prior to December 1986, ERB data were provided by instruments onboard NOAA-9 and ERBS satellites and monthly fluxes were computed from this data set. After December 1986, the scanning radiometers on board NOAA-9 stopped gathering data and monitoring of the Earth's radiative field continued with ERBS and NOAA-10 observations. It was felt this was a reasonable continuity although the temporal sampling was greatly modified.

To assess the impact of the modification in the temporal distribution of the observations, one month of data is available during which the three satellites were operational simultaneously, December 1986. This can be done by comparing ERB products derived from two data sets, each set including the data from two satellites. This assessment is of great importance since many studies on global change, such as [10], use large time series

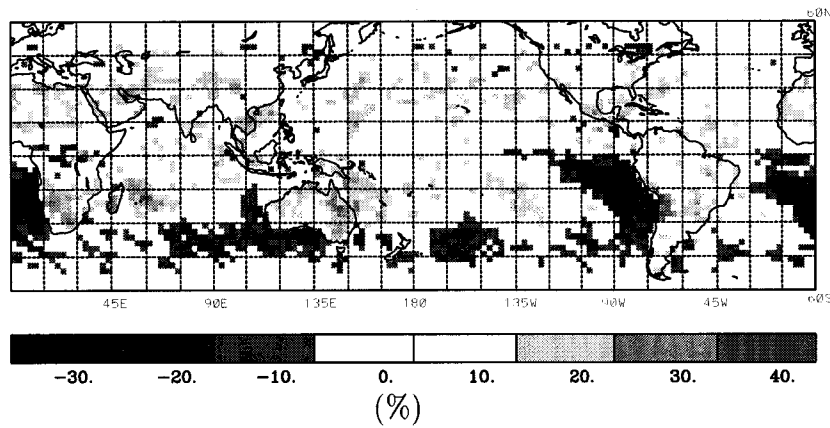


Figure 7: Relative difference between NOAA-9 and NOAA-10 based SWRE. Results obtained from ERBE original data, December 1986.

covering several years of data to estimate interannual variations of ERB components. The change in satellite does introduce variability between the products prior to december 1986 and those after.

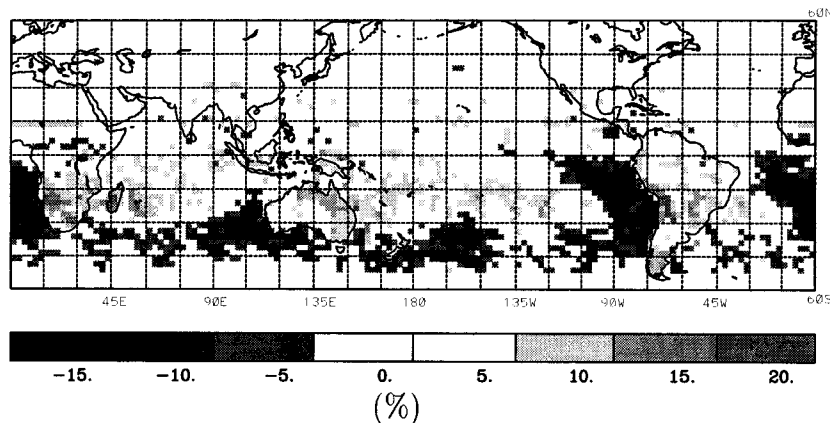


Figure 8: Relative difference between NOAA-9&ERBS and NOAA-10&ERBS based SWRE. Results obtained from ERBE original data, December 1986.

### 3 Improvement of the ERBE algorithm using ISCCP data

This study aims at determining to what extent ERB data sampled with a single satellite, to which correlative data is added, can produce monthly mean quantities equivalent to that obtained with multi-satellite sampled data. The ScaRaB mission operated on a single



non-sun-synchronous platform slowly precessing in local time (12 hours in 104 days). In order to take into account important meteorological phenomena, correlative data could be considered to compensate for the sparse temporal coverage. Currently, geostationary satellites provide the highest temporal resolution.

### 3.1 ISCCP data

The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) was established in 1982 as the first project of the World Climate Research Programme (WCRP) to gather and analyse a global and uniform data base of satellite radiances dedicated to produce a new cloud climatology. Global coverage of the Earth is obtained by using a suite of geostationary platforms and polar satellites.

### 3.2 Spectral, spatial and temporal characteristics

The primary data used to produce cloud properties are narrowband reduced-resolution radiance measurements. Two radiometric channels are used, a visible (VIS) channel centered on  $0.6 \mu\text{m}$  and an infrared (IR) channel centered on  $11.0 \mu\text{m}$ . The radiances are initially obtained with a resolution of 1 to 8 km, depending on the channel and the satellite. Pixels are then sampled spatially in order to obtain a 30-km resolution, and radiances are calibrated with respect to polar-orbiter measurements. Temporal resolution of 3 h is obtained by sampling full resolution data.

Cloud analysis of ISCCP data is performed in three successive steps: cloud detection, determination of cloud parameters using a radiative transfer model and statistical analysis. Details can be found in [11].

### 3.3 Parameters of interest in diurnal cycles

The issue of diurnal interpolation can be approached in different fashions by using the different type of ISCCP products. In Equation 4 the scene-type fractions can be considered to be the only parameters which variations are unknown. In this case the diurnal variation of the ISCCP-derived cloud cover can be used to estimate the distribution of scene types in a region. The correspondance between ERBE and ISCCP is not straight forward. With ISCCP, the cloud classification is either binary, that is clear or cloudy, or is constructed by using nine cloud classes depending on both cloud top pressure and optical thickness. Use of the binary classification of cloud cover to compute scene-type fractions is described in Section 3.4. Use of the nine cloud classes is described in Section 3.6.

To improve diurnal interpolation another parameter of interest certainly is the regional albedo. Instead of relying on the change of cloudiness to change the regional albedo, ISCCP measurements can be used to obtain diurnal variation of cloudiness albedo. The albedo of a scene can be inferred from parameters such as the visible reflectance or the optical thickness. Section 3.5 describes how the visible reflectance can be used to compute an albedo in the solar spectral domain.

### 3.4 Using monthly mean cloud cover products

The first approach is to utilize integrated cloud cover fractions to replace ERBE scene type fractions. The correspondence between the ERBE and ISCCP classification is based upon the definition of a regional albedo

$$A_{reg}(t) = A_{clr}(t)(1 - F_{ISCCP}(t)) + A_{cld}(t)F_{ISCCP}(t), \quad (5)$$

where  $A_{clr}$  is the clear sky albedo,  $A_{cld}$  is the albedo of the cloudy part and  $F_{ISCCP}$  is the ISCCP integrated cloud cover product. The very same regional albedo can be obtained from the ERBE classification

$$A_{reg}(t) = \sum_{i=1}^4 \alpha_i[\mu(t)]f_i(t). \quad (6)$$

Correspondence is performed at times of ERBE observations  $t_{obs}$  in order to solve for  $A_{cld}(t_{obs})$ . The regional albedo is used in the extrapolation Equation (4) and must therefore be computed at every hour of the day using Equation (5). Diurnal variation of  $A_{clr}$  is simply given by the *clear sky* directional model. Directional variations of  $A_{cld}$  are deduced from a linear combination of the two directional models which best fit the value of  $A_{cld}$  at  $t_{obs}$ . Hourly values of  $F_{ISCCP}$  are obtained by linear interpolation between the original three hourly values. The following hypotheses are made in this algorithm:

1. Clear parts are identical in the ERBE and ISCCP classifications,
2. Directional variations of clear sky albedo in the binary classification is correctly described by the ERBE clear sky directional model,
3. Diurnal variation of cloud cover is correctly described by the ISCCP three-hourly data,
4. Diurnal variations of cloud properties, i.e. optical thickness are not taken into account.

#### 3.4.1 Results and discussion

The algorithm described in Section 3.4 is applied to NOAA-9 and NOAA-10 data sets to produce diurnal cycles of SWRE as well as monthly mean values. The "climatological" approach consists in using stage C2 integrated cloud cover products as correlative data. It is based upon the hypothesis that the monthly mean diurnal cycle can represent the daily diurnal cycle of cloud coverage in an unbiased manner, although random errors remain. *Duvel* [12] shows that for extensive parts of the globe the coherent diurnal variance represents a predominant fraction of the total intradiurnal variance.

**3.4.1.1 Stratocumulus clouds over tropical Ocean.** The algorithm is primarily applied to the stratocumulus case study of Section 2.5.1. Figure 9(a) shows five SWRE diurnal cycles of which three are original ERBE products. The two new curves, shown as dashed and long dashed thick lines, represent diurnal cycles computed from NOAA-10

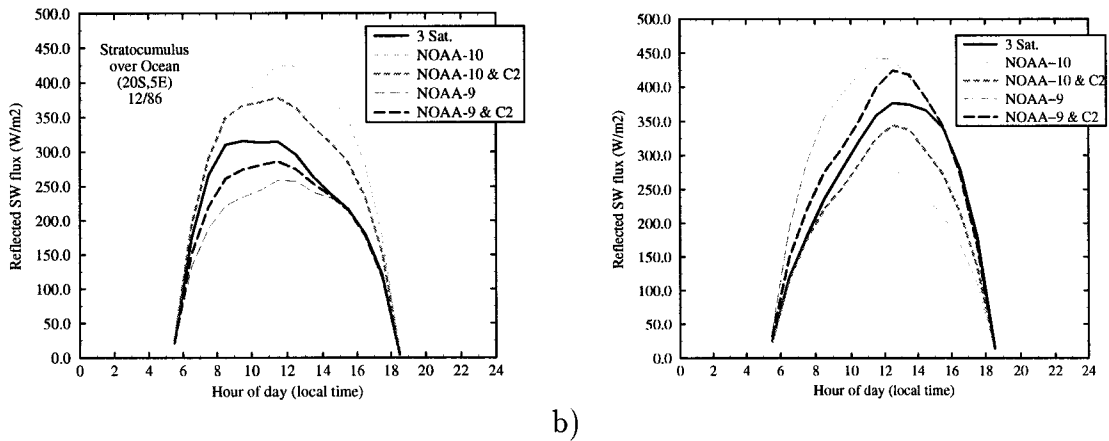


Figure 9: Monthly mean diurnal cycles of SW reflected flux based on single- or multi-satellite data. Results obtained from ERBE original data and correlative ISCCP C2 cloud cover data. December 1986; (a) Ocean, 20°S, 5°E; (b) Land, 20°S, 20°E.

and NOAA-9 data sets respectively for which correlative cloud cover information has been used.

As before, we consider the diurnal cycle derived from the multi-satellite data set to be the most accurate. Improvements are considered if a diurnal cycle derived from a single-satellite data set becomes closer to the multi-satellite cycle or to the other single-satellite cycle. Ideally, NOAA-9 and NOAA-10 derived cycles should be superimposed.

Figure 9(a) reveals a significant improvement for both data sets. Not only are the cycles closer to each other and to the multi-satellite curve, but also their shapes represent the realistic asymmetry between morning and afternoon. The absolute difference between NOAA-9 and NOAA-10 monthly SWRE is now about  $35 \text{ W/m}^2$ , which corresponds to a relative difference of the order of 25 percent.

**3.4.1.2 Convective clouds over South-West Africa.** The algorithm is then applied to a region located in Northern Namibia which is characterized by large developments of convective clouds during the day. As for the previous region, Figure 9(b) shows diurnal cycles obtained from NOAA-9 and NOAA-10 data with and without the use of correlative ISCCP data.

The improvement provided by the use of cloud mean diurnal variability data is very significant. The diurnal cycles derived from single-satellite data sets are closer to each other and correspond better to the multi-satellite results. One can notice the strong disymetry between morning and afternoon fluxes which is due to convective development of clouds following the radiative heating of the surface.

The absolute difference between the monthly mean reflected flux derived from NOAA-9 data and NOAA-10 data has been reduced to  $30 \text{ W/m}^2$  as opposed to  $60 \text{ W/m}^2$  for the original data. This 50 percent improvement is very satisfactory considering the correlative

data is limited to the fraction of cloud cover. In addition the variability is represented by a monthly mean product.

**3.4.1.3 Global analysis.** To check the validity of the algorithm, it is applied to regions in the latitude domain 50°N to 50°S. Figure 10(a) shows the relative difference between NOAA-9 and NOAA-10 derived SWRE. Radiant exitances are monthly averages computed from ERBE and correlative ISCCP C2 cloud cover data.

In Figure 10(a), negative values, shown in black and dark grey, represent regions for which the data sampled from NOAA-9 produced monthly mean fluxes smaller than NOAA-10 derived fluxes. Positive values, corresponding to NOAA-9 fluxes greater than NOAA-10 fluxes, are shown in light grey. Regions appearing in white represent either missing data or a small difference between NOAA-9 and NOAA-10 fluxes.

Figure 10(b) represent changes brought by the algorithm compared to ERBE original data. This change can be considered as the difference between Figure 7 and Figure 10(a). Regions for which the algorithm significantly improved the fluxes are shown in dark grey. If the algorithm increased the difference between NOAA-9 and NOAA-10, the region is shown in light grey. White areas represent regions where either the algorithm was not applied due to lack of ISCCP data or the algorithm did not produce a significant modification. A threshold of  $5 \text{ W/m}^2$  is used to determine whether the change is significant or not. This threshold is based on the accuracy of the algorithm used to reproduce the ERBE data processing algorithm and on the accuracy of the monthly mean fluxes determined from ERBE data, which was estimated to be  $5 \text{ W/m}^2$  in [13].

Significant improvements are found for all tropical marine stratocumulus regions. Improved monthly means are also obtained on the African and Australian continent at tropical latitudes. However, for the major part of the Northern hemisphere, this algorithm does not bring significant improvement to the data. In many of these regions, the monthly mean diurnal cycle is not very representative of the daily meteorology. This shows the limitation of using a climatological approach to improve diurnal interpolation of ERB observations.

In some cases the additional ISCCP C2 data increases somewhat the difference between NOAA-9 and NOAA-10 products. The cloud cover variation does not always represent or follow the diurnal evolution of the physical properties of the cloud. In some cases an increasing cloud cover can correspond to a decreasing optical thickness. In such a case the algorithm will not take into account the important factor and the difference between the two single satellite data sets can not be corrected for. Note that no geostationary satellite information is available in the longitude domain 60°E to 75°E due to missing INSAT data.

## 3.5 Using daily ISCCP cloud parameters

This last point is very important since, for example in regions where important convective activity takes place, the optical thickness of the cloudy atmosphere can vary significantly from sunrise to sunset.

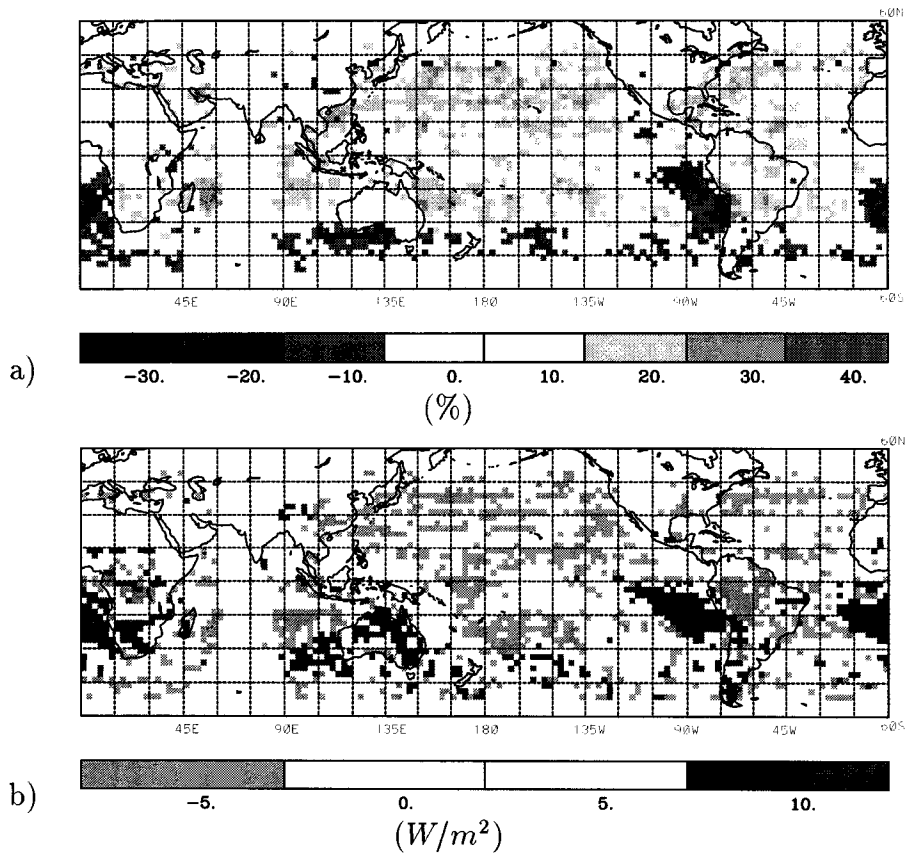


Figure 10: Difference between NOAA-9 and NOAA-10 based SWRE. Results obtained by using ERBE and correlative ISCCP C2 cloudiness data, December 1986). a) Relative difference in (%); b) Change in SWRE absolute difference (ERBE-only - ERBE-ISCCPC2).

In addition to cloud cover products, stage C1 data provide the average radiance measurements in the visible and infrared spectral domain which were used to determine the amount of cloud cover and other parameters such as the optical thickness. The average radiances are provided separately for clear and cloudy pixels. In fact the parameter called visible radiance, *VIS RAD*, is the measured visible radiance,  $L_{mes}^{VIS}$ , expressed with respect to  $E_0^{VIS}$ , the solar constant weighted by the instrument spectral response and corrected for the Sun-Earth distance,

$$L^{VIS}(\theta_0, \theta, \phi) = \frac{L_{mes}^{VIS}(\theta_0, \theta, \phi)}{E_0^{VIS}}. \quad (7)$$

This radiance can be considered as a *normalized radiance*, it is dimensionless. This radiance gives an indication of the opacity of the cloud. A bidirectional reflectance can be derived from the normalised radiance,

$$R^{VIS}(\theta_0, \theta, \phi) = \frac{L^{VIS}(\theta_0, \theta, \phi)}{\cos\theta_0}, \quad (8)$$

where the solar zenith angle  $\theta_0$  is taken to be value which spatially and temporally corresponds to the pixel of interest. So the value which is obtained from the parameter called *VIS RAD* is in fact a bidirectional reflectance under overhead-sun conditions. No angular correction is applied to take into account the changes in measuring geometry as a function of the relative location of satellite and the observed geographical point. Motivation for this can be found in the ISCCP cloud data documentation [14].

### 3.5.1 ISCCP-radiance to ERBE-albedo conversions

The visible radiances of cloudy pixels can be converted into SW albedos by taking into account bidirectional and directional effects. In a first step ERBE regional albedos (ERBE type S9 product) are compared to cloud-cover normalized radiances issued from ISCCP C1 data. The comparison is performed on measurements which are quasi simultaneous and co-located with identical scene-type identification. The difference between the cosines of the solar zenith angles can not be greater than 0.1 and measurements can not be more than one hour and a half apart. To get the best possible match, only cloudy pixels are considered within a  $2.5^\circ$  region, and the ERBE albedo is computed as the weighted sum of the albedos of the three cloudy scene types.

Figure 11 shows ERBE regional albedos as a function of normalized radiances for eight different intervals of solar zenith angle. The underlying surface is ocean in Figure 11(a) and land in Figure 11(b). The correlation between the two variables greatly depends upon the solar zenith angle. For a given ISCCP radiance, if the solar angle increases, the ERBE albedo will increase as described by the ERBE directional models.

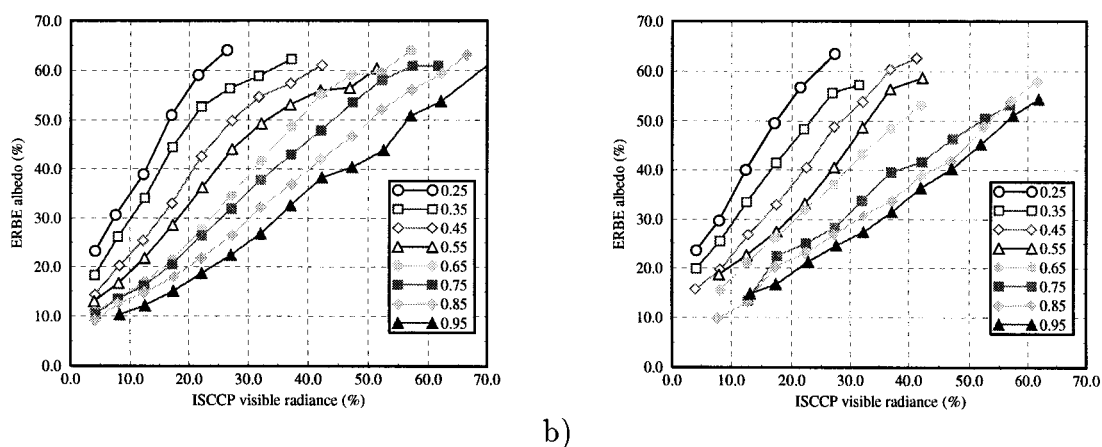


Figure 11: ERBE regional albedo as a function of ISCCP normalized visible cloud radiance. Each curve corresponds to a particular solar zenith angle. Underlying surface is (a) ocean and (b) land.

Figure 12 shows the same ERBE albedos as a function of ISCCP visible radiances, taking into account the zenith angle of the incoming solar radiation. The angular dependence is greatly reduced. All the curves are close together and have approximately

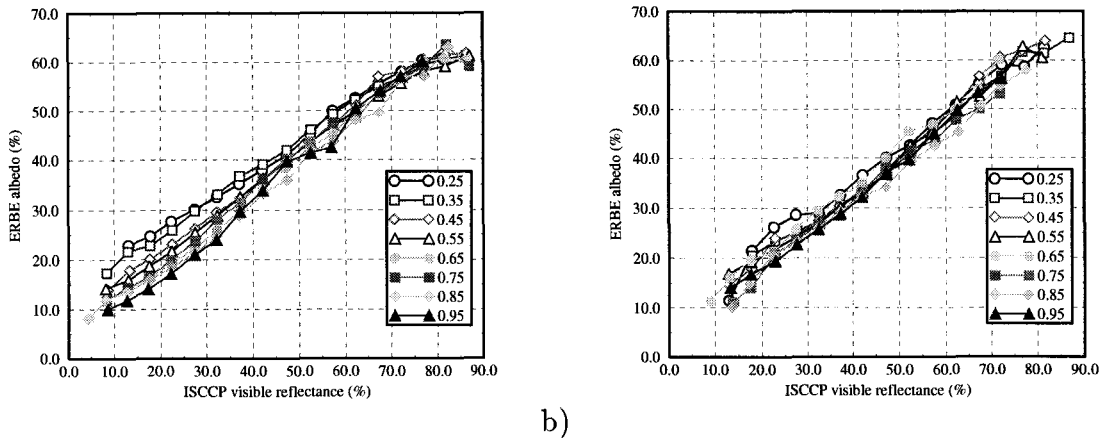


Figure 12: ERBE regional albedo as a function of ISCCP visible cloud reflectance. Each curve corresponds to a particular solar zenith angle. Underlying surface is (a) ocean and (b) land.

the same slope. The alignment is not perfect because in the ISCCP data inversion, the anisotropy of the scene is not accounted for in the visible radiance parameter. The difference between the curve increases with increasing  $\theta_0$  angle, which corresponds to the known behavior of directional angular models. The difference is greater for low albedos because they correspond to clear or partly cloudy scenes. According to directional angular models, the anisotropy of such scenes is important. The difference becomes smaller as the albedo increases since large albedos usually correspond to mostly cloudy or overcast scenes which are highly isotropic. Furthermore, a significant difference is observed between ocean and land surfaces. The scene anisotropy is significantly less for land surfaces than for oceans. Thus, for land surfaces, the difference between ERBE albedos and ISCCP reflectance is less sensitive to cloud cover.

In spite of possible bias in the regression, angular correlations are established to compute ERBE shortwave albedos for any given solar zenith angle from a normalized visible radiance. These angular correlations are similar to ERBE directional angular models in that they give the variation of shortwave albedos as a function of solar zenith angle variations. The difference is that the various cloud conditions are represented by seven intervals of ISCCP normalized radiances instead of the four ERBE scene types.

Figure 13 shows the relation between the ISCCP normalized radiance and the ERBE albedo for overhead sun conditions ( $0.9 < \cos \theta_0 < 1.0$ ). This relation can be written in the form of a third-order polynomial

$$A_{neb}(\theta_0 = 0) = C_0 + C_1 L^{VIS}(\theta_0 = 0, \theta, \phi) + C_2 L^{VIS}(\theta_0 = 0, \theta, \phi)^2 + C_3 L^{VIS}(\theta_0 = 0, \theta, \phi)^3, \quad (9)$$

where  $L^{VIS}$  is the radiance defined in Equation 7. Coefficients  $C_i$  are identical for ocean and land underlying surfaces.

Once the overhead sun ERBE albedo has been computed the albedo corresponding

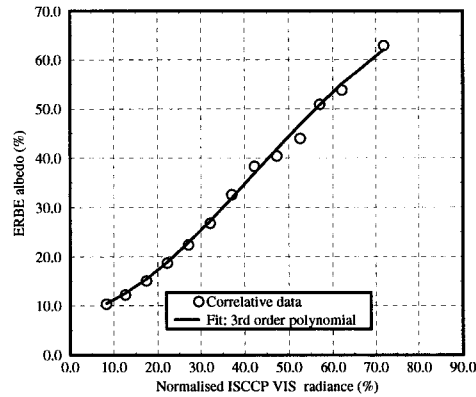


Figure 13: ERBE regional albedo as a function of ISCCP visible cloud radiance for zenithal solar conditions ( $0.9 \leq \cos \theta_0 \leq 1.0$ ).

$C_0$	$C_1$	$C_2$	$C_3$
8.20560	0.12297	0.01950	-0.00015

to the actual illumination conditions must be computed. For this, an angular variation model of the ERBE albedo with solar zenith angle has been established for each of seven intervals of normalized ISCCP radiance. The seven intervals represent seven conditions of cloud cover opacity. Figure 3.5.1 shows the angular models for ocean and land surface. The models are defined as a second order polynomial in  $\theta_0$  in which the zero order term is a function of  $A_{neb}(\theta_0 = 0)$

$$A_{neb}(\theta_0) = 0.01C_0A_{neb}(\theta_0 = 0) + C_1(0.01\theta_0) + C_2(0.01\theta_0)^2. \quad (10)$$

The  $C_i$  coefficients used for ocean and land surface are given in Table 1.

The conversion of ISCCP radiances into ERBE albedos is not sufficient to establish a complete diurnal cycle of SW reflected fluxes. For the ERBE algorithm one value per hour box is required. Completion of the diurnal cycle where ISCCP data are not available is an issue for which it is difficult to find one general solution.

### 3.5.2 Completion of the diurnal cycle of the albedo

Interpolations and extrapolations must be treated separately. Interpolations are performed for hour boxes included between the first and last ISCCP measurement. For such hour boxes, the normalized radiance is computed by applying a linear interpolation between two successive ISCCP measurements. After the solar zenith angle has been determined, Equations 9 and 10 can be used to compute the albedo of the regional cloud cover. Extrapolations are used for hour boxes between sunrise and the first ISCCP measurement and between the last ISCCP measurement and sunset.



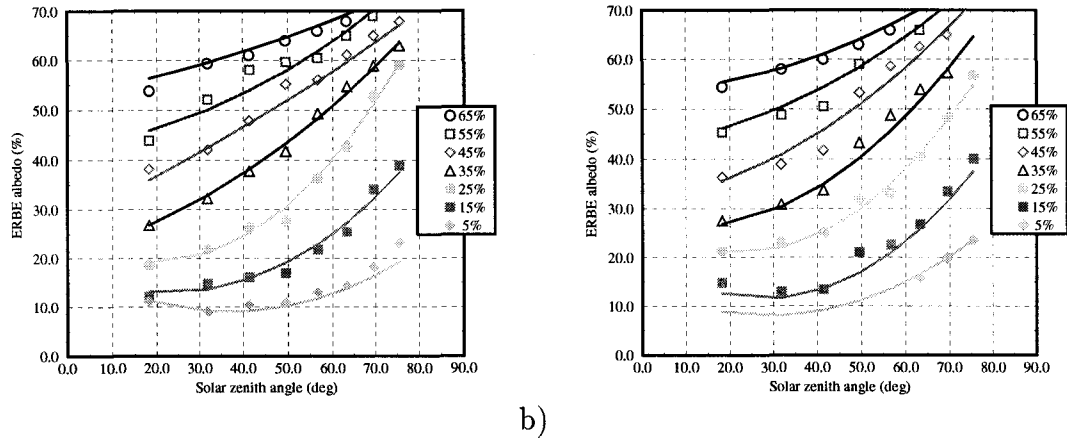


Figure 14: Directional model of the ERBE regional albedo as a function of the solar zenith angle for various normalized cloud radiances. Underlying surface is (a) *ocean* and (b) *land*.

### 3.5.3 Results and discussion

This algorithm is applied to NOAA-9 and NOAA-10 data to compute diurnal cycles of SW reflected fluxes as well as monthly mean values.

**3.5.3.1 Stratocumulus clouds over tropical Pacific.** The algorithm is applied to the stratocumulus region described in Section 2.5.1. Figure 15(a) shows five diurnal cycles of which three are derived from original ERBE data and two are new. The new curves, shown as dashed and long-dashed thick lines, represent diurnal cycles computed from NOAA-10 and NOAA-9 data sets respectively for which correlative cloud cover and cloud albedo information has been used.

As before, we consider the diurnal cycle derived from the multi-satellite data set to be the most accurate. Improvements are considered if a diurnal cycle derived from a single-satellite data set becomes closer to the multi-satellite cycle or to the other single-satellite cycle. Ideally, NOAA-9 and NOAA-10 derived cycles should be superimposed.

Figure 15(a) reveals a significant improvement for both data sets if compared to the original ERBE data. These improvements are greater than the ones shown in Figure 9(a). The two single-satellite cycles are now very close to each other and close to the multi-satellite cycle. The original single-satellite cycles were symmetrical with respect to solar noon because they were based on a single measurement and considered the cloud cover to remain constant through out the day. Use of cloud-cover and normalized-radiance variations allows the asymmetry of the regional albedo between morning and afternoon to be taken into account. The shapes of the two single-satellite cycles are now very similar to the multi-satellite curve.

The absolute difference between NOAA-9 and NOAA-10 monthly SW reflected flux is now about  $15 \text{ W/m}^2$  instead of  $70 \text{ W/m}^2$  for the original ERBE data. This absolute

Table 1: Coefficients of Equation 10 defining the angular variation of the ERBE albedo for various intervals of cloud cover opacity (ISCCP normalized radiance).

Normalized Radiance (%)	Coefficients of Equation 10					
	Ocean			Land		
	$C_0$	$C_1$	$C_2$	$C_0$	$C_1$	$C_2$
0 - 10	1.56890	-0.41628	0.71862	1.60880	-0.49296	0.67366
10 - 20	1.50950	-0.63933	1.14780	1.42910	-0.42102	0.90134
20 - 30	1.27430	-0.52742	1.18980	1.29510	-0.51254	1.29180
30 - 40	1.0073	-0.18925	0.90791	0.78109	0.22466	0.44569
40 - 50	0.87204	0.09930	0.56512	0.77097	0.39485	0.15933
50 - 60	0.92820	0.07545	0.46763	0.99874	0.08078	0.44418
60 - 70	0.98342	0.00012	0.40179	0.97122	0.14874	0.17136

difference corresponds to a relative difference of 10 percent as opposed to 50 percent originally.

**3.5.3.2 Convective clouds over South-West Africa.** Figure 15(b) shows diurnal cycles of reflected solar fluxes derived from NOAA-9 and NOAA-10 measurements with and without correlative cloudiness data. The absolute difference between the reflected solar fluxes derived from NOAA-9 and NOAA-10 is less than  $5 W/m^2$ . This result must be interpreted with caution eventhough the single-satellite monthly mean fluxes are within  $5 W/m^2$  of the multi-satellite result.

On average, four ISCCP measurements are obtained over this region during the daylight hours, the first measurement being close to sunrise and the last in the late afternoon. The relative value of the first measurement with respect to the other measurements the same day has a very significant effect on the diurnal extrapolation performed from a NOAA-10 measurement, both in terms of normalized radiance and cloud cover. This effect is revealed in Figure 15(b). The diurnal cycle of solar reflected flux derived from NOAA-10 data is modified in a much greater fashion than is the cycle derived from NOAA-9 data. If we assume that the uncertainty associated with a very early morning measurement is greater than the uncertainty at any other time because of the very low solar elevation, correction of NOAA-10 diurnal cycles will not be as reliable as the correction of NOAA-9 derived products. This effect varies of course from one region to the next since the result depends on a combined effect of the time of measurement and meteorology.

**3.5.3.3 Global study.** To check the validity of the algorithm, it is applied to all longitudes, between latitudes  $50^\circ N$  and  $50^\circ S$ . Figure 16 shows the relative difference between NOAA-9 and NOAA-10 derived SWRE. Exitances are monthly averages computed from ERBE and correlative ISCCP stage C1 data.

Very significant improvements are found for all tropical marine stratocumulus regions. Note in particular marine regions west of the South American coast in the latitude interval

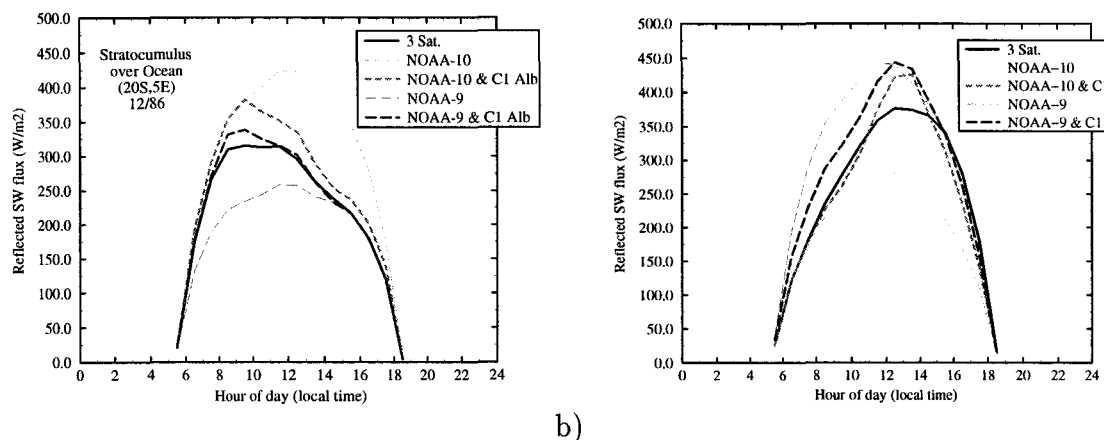


Figure 15: Monthly mean diurnal cycles of SW reflected flux based on single- or multi-satellite data. Results obtained from ERBE original data and correlative ISCCP C1 cloud cover and normalized radiance data. December 1986; (a) Ocean, 20°S, 5°E; (b) Land, 20°S, 20°E.

15°S to 45°S. However, in some cases, the correlative ISCCP C1 data increases significantly the difference between NOAA-9 and NOAA-10 products.

In the equatorial Pacific ocean west of Indonesia significant negative and positive differences are observed next to each other. Studying the temporal sampling of ISCCP data reveals that this area corresponds to a geostationary satellite limit. The diurnal sampling of regions east of this limit, appearing with negative differences, is shifted three hours earlier than that of the western regions. We believe this sampling introduces biased diurnal cycles of cloud properties which must be studied with care before utilizing them to improve diurnal interpolation of ERB observations.

### 3.6 Using the ISCCP cloud classification

The ISCCP cloud classification allows both the cloud optical properties and the cloud cover extent to be taken into account. The cloud classes are defined in terms of cloud top pressure and cloud optical thickness, as is shown in Table 2. There are three levels of altitude, low, medium and high and three intervals of optical thickness, thin, medium and opaque, which discriminate the clouds in nine classes.

As was described in Section 3.5, it is of great importance to characterize the diurnal variation of the regional albedo. This can be done by defining directional models which represent the angular dependence of the albedo to variations of the solar zenith angle, for each type of cloud. The angular models are determined from spatially and temporally co-localized ERBE and ISCCP measurements. Co-localization is considered when for a given 2.5° region, the cosine of the solar zenith angles of the two measurements are within 0.1 of each other and the difference in time of measurement is less than an hour and a half. The albedo of the cloud cover defined by ERBE is then affected to the major cloud

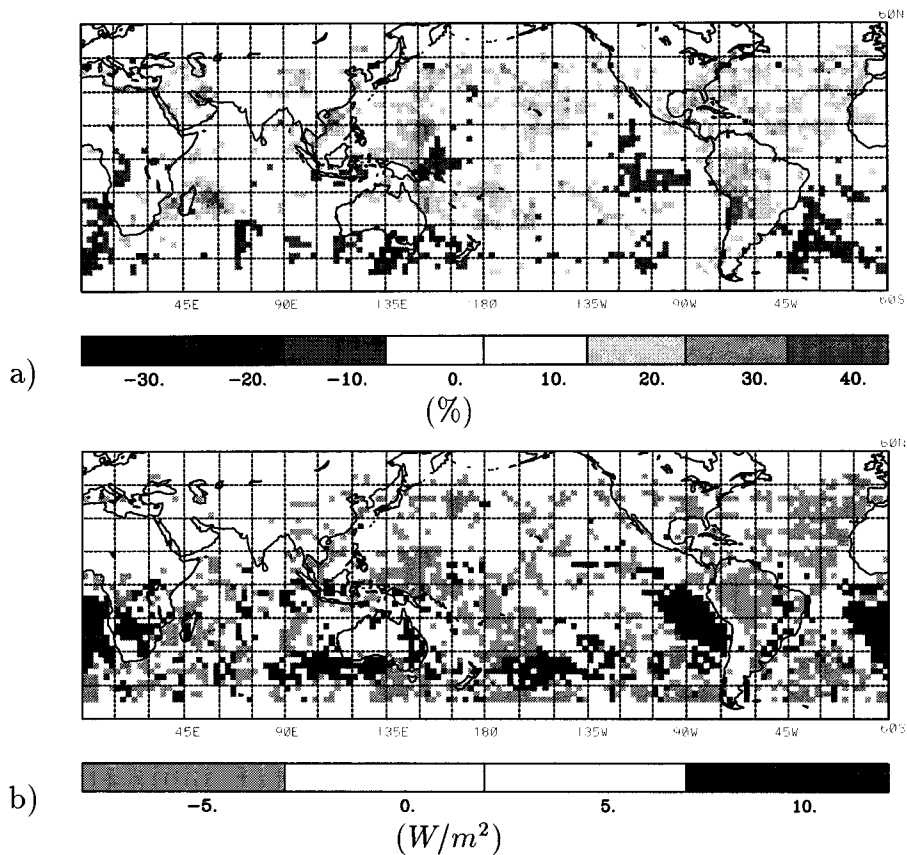


Figure 16: Difference between NOAA-9 and NOAA-10 based SWRE. Results obtained by using ERBE and correlative ISCCP C1 cloudiness and radiance data, December 1986. a) Relative difference in (%); b) Change in SWRE absolute difference (ERBE-only - ERBE-ISCCPC1).

type defined by ISCCP.

Figure 17 shows the angular models as a function of cloud types for underlying surfaces ocean and land. The figure clearly shows that there are three distinctive cloud groups. Deep convection clouds, nimbostratus and stratus clouds, respectively high middle and low altitude clouds are opaque clouds. The angular variations of the albedo associated with these three types of clouds are similar to that associated with overcast conditions defined by the ERBE scene identification algorithm. Due to atmospheric absorption and scattering, the high altitude clouds are more opaque than the middle altitude clouds which in turn are more opaque than the low altitude clouds.

Similarly, cirrostratus, altostratus and stratocumulus clouds are gathered as medium optical thickness clouds. For these cloud type the angular variation of the albedo is similar to the mostly cloudy class of the ERBE classification. The actual albedo values fall between overcast and mostly-cloudy types of ERBE albedos.

Finally, the three thin cloud types, cirrus, altocumulus and cumulus, behave similarly

Table 2: Radiometric definition of cloud types in the ISCCP data base. The six highest cloud types can be liquid or ice clouds depending on if the temperature at the top of the cloud is above or below 260 K.

Altitude	Pressure (mBar)	Cloud types		
High	50 - 440	Cirrus	Cirrostratus	Deep Convection
Middle	440 - 680	Altostratus	Altostratus	Nimbostratus
Low	680 - 1000	Cumulus	Stratocumulus	Stratus
Optical thickness		0 - 3.6	3.6 - 23	23 - 379

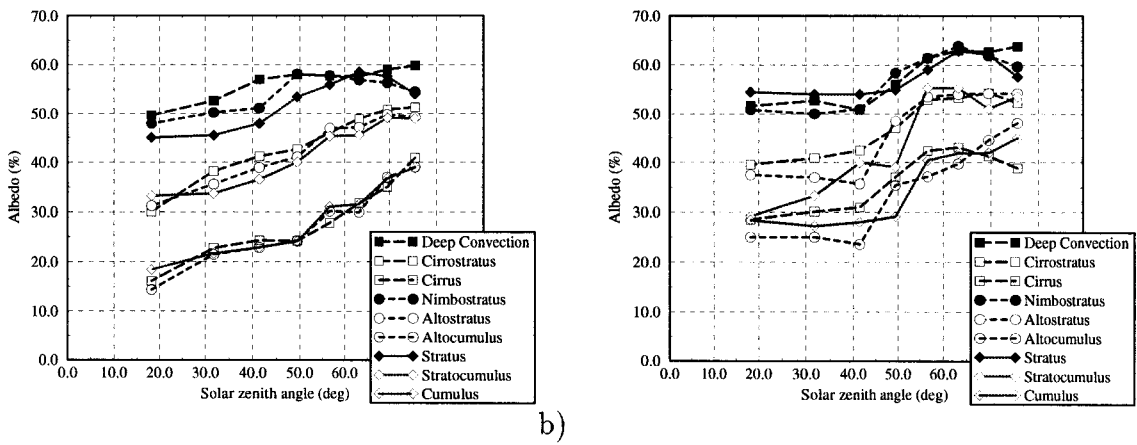


Figure 17: Angular directional model of the ERBE regional albedo as a function of the solar zenith angle for various ISCCP cloud types. The geographical type of the underlying surface is *ocean* (a) and *land* (b).

to clouds in the partly-cloudy or mostly-cloudy ERBE types.

The correspondence between the ISCCP and ERBE cloud classification is a good indicator that the latter is not exclusively based on the fraction of cloud cover, but also, in an implicit way, on the optical properties of the clouds.

The algorithm using the ISCCP cloud types is nearly identical to the original ERBE interpolation and extrapolation algorithm described in [6]. The flux  $M_{SW}(t')$  can be computed from a given observation  $M_{SW}(t_{obs})$  as

$$M_{SW}(t') = \frac{\mu(t')}{\mu(t_{obs})} \frac{\sum_{i=1}^9 \alpha_i[\mu(t')] f_i(t')}{\sum_{i=1}^9 \alpha_i[\mu(t_{obs})] f_i(t_{obs})} M_{SW}(t_{obs}), \quad (11)$$

where  $f_i(t)$  is the cloud fraction of ISCCP cloud type  $i$  and  $\alpha_i[\mu(t)]$  the corresponding albedo.

### 3.6.1 Results and discussion

The algorithm is applied to NOAA-9 and NOAA-10 data to compute diurnal cycles of SW reflected fluxes as well as monthly mean values.

**3.6.1.1 Stratocumulus clouds over tropical Pacific.** The algorithm is applied to the stratocumulus region described in Section 2.5.1. Figure 18(a) shows five diurnal cycles of which three are derived from original ERBE data and two are new. The new curves, shown as dashed and long-dashed thick lines, represent diurnal cycles computed from NOAA-10 and NOAA-9 data sets respectively for which correlative cloud cover and cloud albedo information has been used.

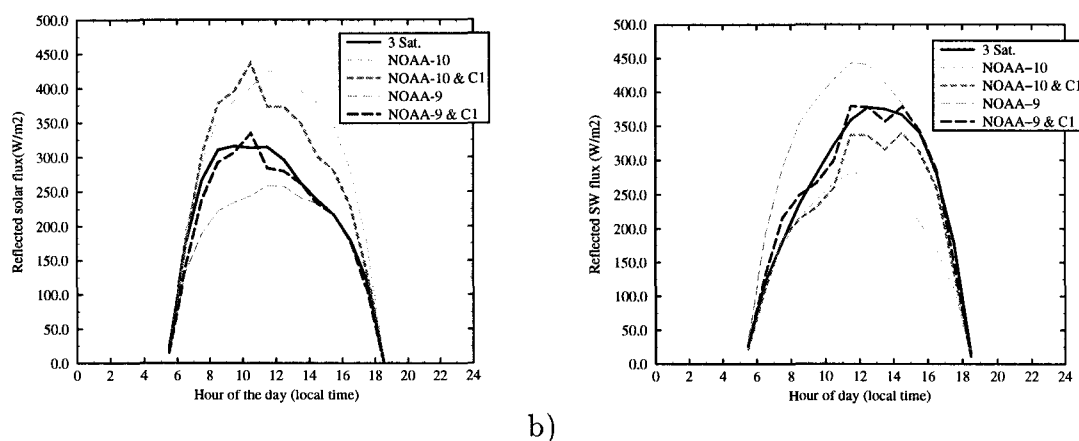


Figure 18: Monthly mean diurnal cycles of SW reflected flux based on single- or multi-satellite data. Results obtained from ERBE original data and correlative ISCCP C1 cloud classification data. December 1986; (a) Ocean, 20°S, 5°E; (b) Land, 20°S, 20°E.

As before, we consider the diurnal cycle derived from the multi-satellite data set to be the most accurate. Improvements are considered if a diurnal cycle derived from a single-satellite data set becomes closer to the multi-satellite cycle or to the other single-satellite cycle. Ideally, NOAA-9 and NOAA-10 derived cycles should be superimposed.

Figure 18(a) reveals significant improvements in the diurnal cycles computed using the ISCCP cloud classification data compared to ERBE original products. One can note the strong asymmetry between morning and afternoon fluxes. The maximum reflected solar flux is obtained around 10:30 am which corresponds to a time for which the incoming solar flux is already very large and the cloud cover has not yet dissipated. After 10:30 am the increase in incoming solar radiation is compensated by the decrease in cloudiness and cloud optical thickness such that the reflected flux starts to decrease. It is very clear that the diurnal cycle of cloudiness has a very determinant effect on the amount of radiation which will be available to heat up the Earth and atmosphere.

The absolute difference between the monthly mean derived from NOAA-9 and that derived from NOAA-10 is now close to  $15 \text{ W/m}^2$  as opposed to  $70 \text{ W/m}^2$  as given by the

original ERBE data. This difference corresponds to a relative difference in the order of 10 percent. For this particular region, the cloud classification data does not allow as good a correction as does the ISCCP radiance data. Indeed, this method can be considered to average out the cloud information since the radiance data are essentially interpreted in terms of a limited number cloud types.

**3.6.1.2 Convective clouds over South-West Africa.** For this region as well, the ISCCP cloud classification provides the necessary information on the diurnal variations of the properties of the cloud cover. The diurnal cycles, as explained for the stratocumulus region case study, are shown in Figure 18(b). The dissymetry between morning and afternoon is well represented which confirms that the angular models derived for land regions are satisfactory. The change in optical properties of the cloud cover between morning and afternoon is characterized in the ISCCP data as a change from cumulus clouds in the morning to cumulonimbus clouds in the afternoon. The strong vertical development of clouds is due to the surface heating which increases the lapse rate leading to unstable rising air. This pattern is repeated every day with little interdiurnal variations.

It is interesting to notice, by comparing Figure 18(b) to Figure 9(b), that the use of the cloud classification associated with angular models brings considerable improvements in the correction of single-satellite products compared to the use of the total cloud fraction. The cloud classification allows variations in the optical thickness to be accounted for which is an important factor in the diurnal variations of the albedo.

NOAA-9 data associated with ISCCP data produce a particularly good diurnal cycle, superimposed on the diurnal cycle derived from the multi-satellite data set. The NOAA-9 derived monthly mean is almost exactly that obtained from the three-satellite data set. The difference in monthly mean reflected shortwave flux between NOAA-9 and NOAA-10 is  $15 \text{ W/m}^2$ , which represents a 75 percent decrease with respect to the difference in the original data.

**3.6.1.3 Global study.** To validate the algorithm, we apply it to all regions between  $50^\circ\text{N}$  and  $50^\circ\text{S}$ . Figure 19(a) shows the relative difference between SW reflected fluxes derived from NOAA-9 and NOAA-10 data. Fluxes are monthly mean computed from ERBE data and correlative cloudiness data issued from the ISCCP C1 cloud classification products. Figure 19(b) represents deviation from ERBE original data after the algorithm is applied. This change can be considered as the difference between Figure 7 and Figure 19(a). For details about the color pattern, refer to Section 3.4.1.3.

Studying Figure 19 reveals significant improvements in the major part of the southern hemisphere. As before, the tropical ocean regions covered by stratocumulus clouds show great improvements. The detection of low level clouds over oceans works very well and the temporal coverage of meteorological phenomena in the southern hemisphere is very satisfactory.

The areas where the algorithm is not successful are the northern Atlantic, the southern Pacific and the eastern Indian ocean. Part of the difficulty can be explained by cloud identification problems for high altitude ice crystal clouds. A radiative transfer model in

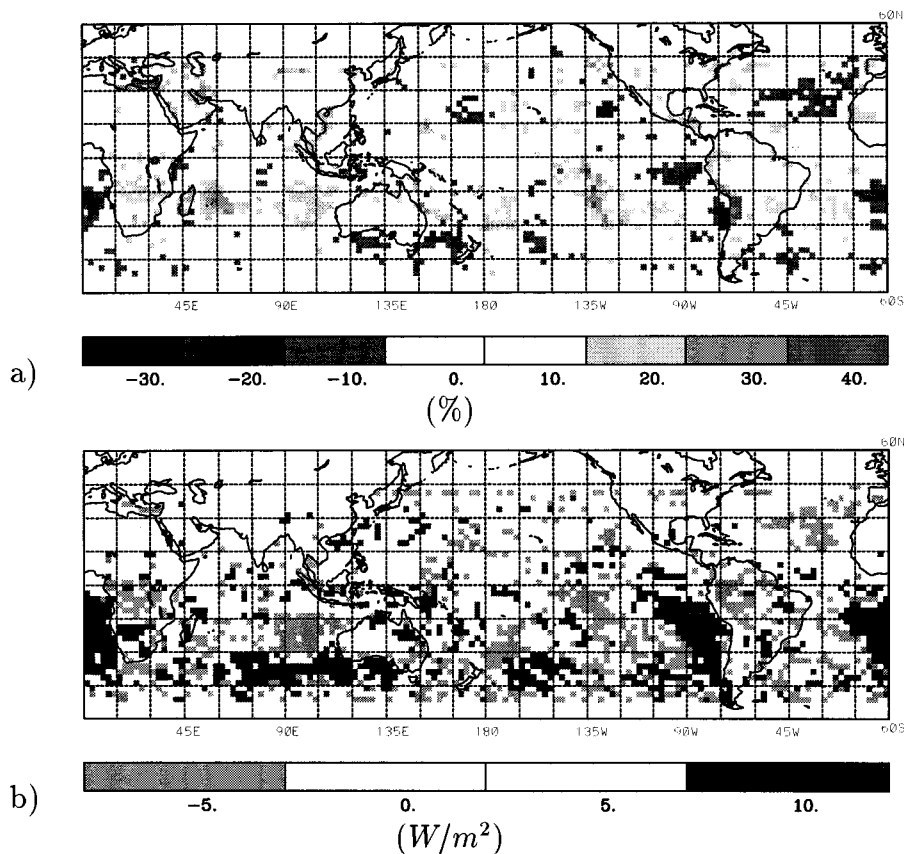


Figure 19: Difference between NOAA-9 and NOAA-10 based SWRE. Results obtained by using ERBE and correlative ISCCP C1 cloud classification data, December 1986. a) Relative difference in (%); b) Change in SWRE absolute difference (ERBE-only - ERBE-ISCCPC1).

the shortwave spectral domain is used to compute visible radiances as a function of the measuring geometry, the illumination conditions, the surface reflectance, the cloud optical thickness and the cloud-top pressure. There results a conversion table which is inverted to be used for cloud characterization. Thus, given a visible radiance corrected for the Earth-Sun distance and ozone absorption, given the angles of observation and illumination, and given the surface reflectance and the cloud-top pressure, the table can be used to obtain the cloud optical thickness. This identification depends on the definition of clouds in the radiative transfer model. Scattering within clouds is defined by the Mie theory applied to spherical droplets. This representation is not adapted to high altitude clouds which are generally made of ice crystals.

**3.6.1.3.1 Normalized radiance and optical thickness.** Figure 20 shows three maps of optical thickness corresponding to three successive ISCCP measurements. Figure 21 represents the corresponding three maps of cloud reflectance. In comparing Fig-



ure 20 to Figure 21, one can see that the major patterns of strong optical thickness correspond to regions of strong reflectance. Though, in Figure 20(b) there is a region at the far East of the map, about  $5^\circ$  wide, for which the values of optical thickness are stronger than for the neighboring regions. In Figure 21(b) there is a corresponding, although much weaker, pattern. This indicates the possibility of a bias in the radiative transfer model used to compute the optical thickness, because the area can be associated with very low solar elevations. This can be understood by studying the preceding and following maps.

Regions close to the equator on the 00 GMT map were observed at about 4:30 pm local time which is close to sunset at this time of the year. On the 21 GMT map the day before, the local time in this area is 1:30 pm. On this map, Figure 20(a), the pattern of strong optical thickness along the day-night limit on the 00 GMT map does not appear. On the other hand, the other patterns of strong optical thickness are already present. This shows an artefact of the ISCCP visible transfer model for the inversion of radiances into optical thickness.

This error is also found in the monthly mean C2 data. Indeed, in the course of a month, the day-night limit moves only a few degrees in longitude and hence the regions observed under extreme illumination conditions are always the same. Therefore, the monthly mean optical thickness has the same bias as the instantaneous values.

This bias is significant and we can assume that for regions observed under extreme illumination conditions, clouds will be considered to be more opaque than they really are.

**3.6.1.3.2 Bias in the angular model.** The angular models based on ISCCP cloud types and thus on cloud optical thickness show the bias described in the previous paragraph. For large solar zenith angles, that is greater than  $65^\circ$ , the optical thickness values seem to be artificially high. The direct implication is that the cloud optical thickness will be overestimated. This can be observed in Figure 17. The curves for medium and opaque clouds tend to reach a plateau around  $60^\circ$  and the albedo even decreases beyond  $65^\circ$ . For stratus and nimbostratus clouds the albedo value at  $70^\circ$  corresponds to that of clouds of medium opacity, whereas they are defined as opaque clouds. The clouds are identified as opaque because of the artificial increase in optical thickness for these solar angles, but the ERBE albedo remains that of a scene which can be classified as mostly cloudy rather than overcast.

Thus while the general shape of the angular models is satisfactory, a significant bias is found for solar angles larger than  $60^\circ$ . The impact of this bias should not be underestimated because of the relative importance of low fluxes associated with these solar angles. On the contrary, to compute diurnal cycles from measurements made early in the morning, for instance with NOAA-10, or late in the afternoon, it is very important to have a good accuracy on the albedo value because the entire extrapolation and thus the large flux values close to the solar noon, depend on the value of this albedo.

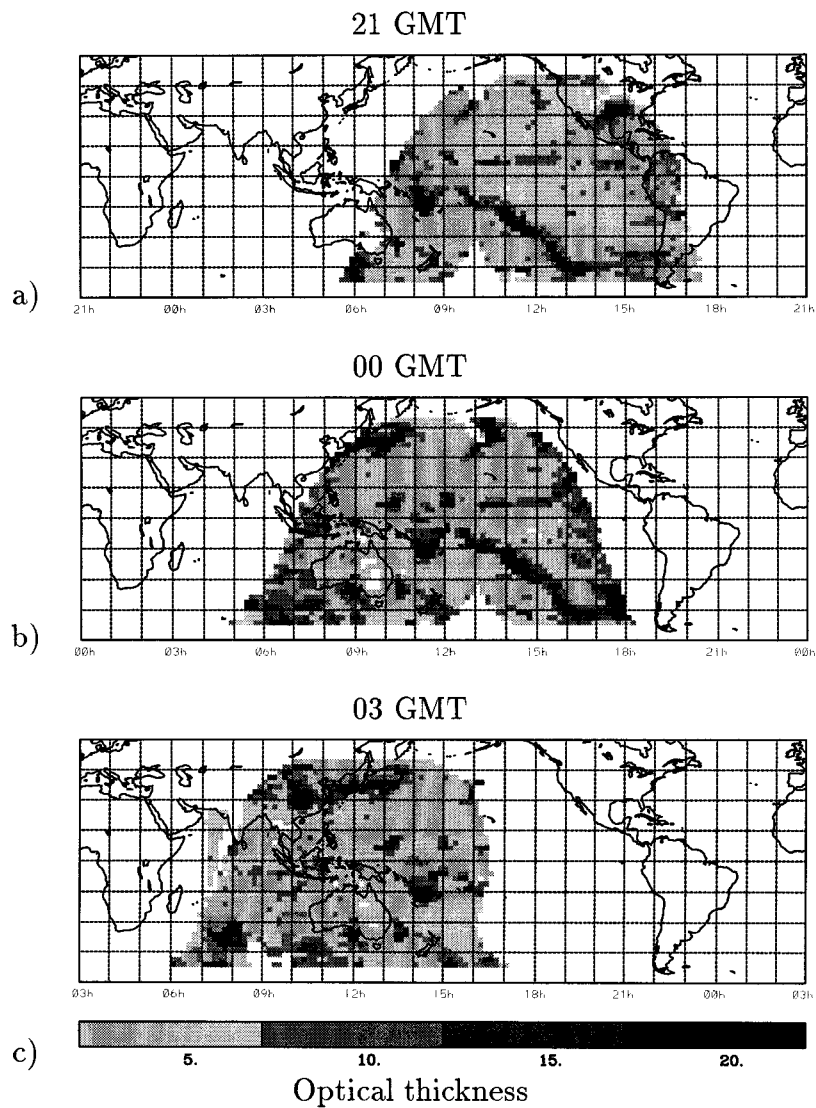


Figure 20: Cloud optical thickness, ISCCP C1 data. a) December 14, 1986 at 21GMT; b) December 15, 1986 at 00GMT; c) December 15, 1986 at 03GMT.

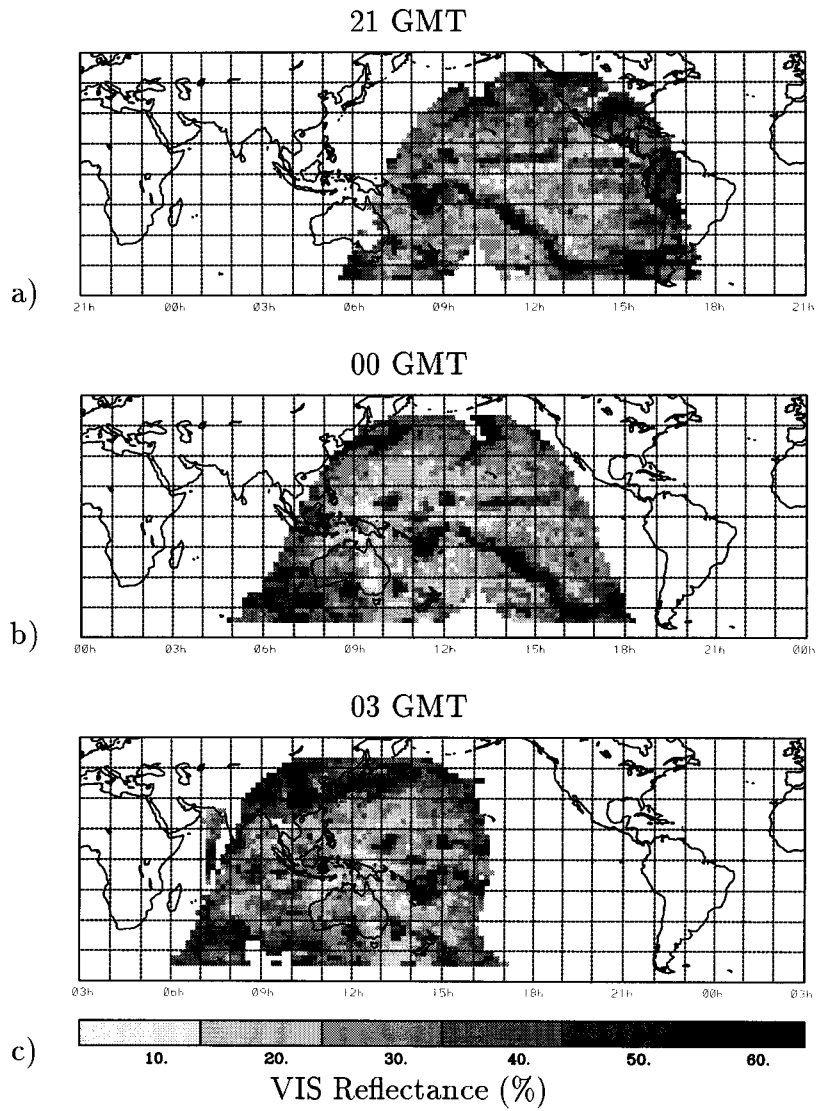


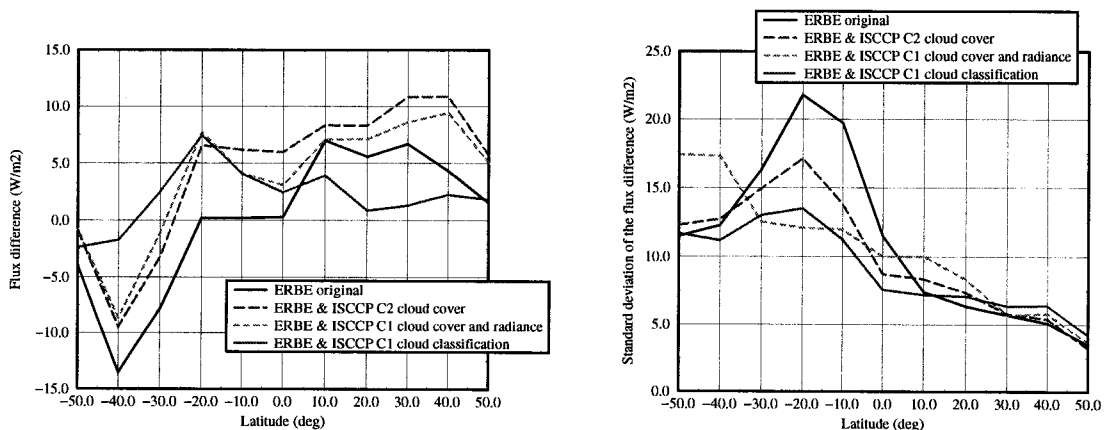
Figure 21: Cloud VIS reflectance, ISCCP C1 data. a)December 14, 1986 at 21GMT, b)December 15, 1986 at 00GMT, c)December 15, 1986 at 03GMT.

## 4 Conclusions

Due to sparse temporal sampling, polar orbiting satellites can not resolve the complete diurnal cycle of SWRE. Over extensive parts of the globe, significant biases can be propagated to the monthly means when the diurnal cycles of cloud cover and cloud properties are not correctly sampled. Data sets obtained from NOAA-9 and NOAA-10 can produce monthly mean SWRE which differ by more than 50 percent.

Using correlative cloud cover information issued from ISCCP stage C2 data can improve significantly the time averaging algorithm, in particular for regions where clouds have a pronounced diurnal cycle. Further improvement can be obtained by using daily information about cloud cover variability and including cloud optical thickness data. Two products issued from the ISCCP stage C1 data can be used, the normalized cloud radiance or the cloud classification data. To use either parameter, angular dependance models must be developed to represent the variation of the cloud albedo with the solar zenith angle for given conditions corresponding to different values of the ISCCP parameter.

Figure 22(a) shows mean values of the flux difference between NOAA-9 and NOAA-10 as a function of latitude for ocean regions. Positive values correspond to NOAA-9 fluxes larger than NOAA-10 fluxes. The curve representing the original ERBE data shows a positive bias in the northern hemisphere and a negative one in the southern hemisphere. In the southern hemisphere, the bias is nearly zero in the subtropics and reaches a maximum in the middle latitudes.



a) b)

Figure 22: (a) Mean and (b) standard deviation per latitude of the difference between NOAA-9 and NOAA-10 derived monthly mean reflected solar fluxes for the various algorithms presented in this paper. December 1986, ocean surfaces..

Of the three methods presented in this paper, the one which uses the ISCCP cloud classification associated with angular models seems to be the most suitable. For most latitudes, this method produces a bias which is significantly lower than the original one. The high bias around 20°S, which is common to the three methods, is due to the efficient correction for ocean regions covered by low stratiform clouds combined with less successful

corrections at other longitudes. As explained before, the ISCCP data are not as suitable for detection of high altitude clouds.

Figure 22(b) shows the standard deviation around the mean of Figure 22(a). On average over all the latitudes, the use of ISCCP cloud classification is the most efficient method to take into account the diurnal variability of cloudiness. It is interesting to note that the general trend of the standard deviation is to increase from 50°N to 50°S. This is due to the distribution of the insolation on the Earth at that time of the year. For the original ERBE data the maximum values are found at the tropics of the southern hemisphere which corresponds to maximum insolation in december. This pattern will not be modified significantly by plotting relative values instead of absolute ones. The correlation with the distribution of insolation is related to the correlation between amount of incident solar radiation and meteorological activity.

Improved results from our algorithm which uses the ISCCP cloud classification data can be expected in the future, after the ISCCP data has been reprocessed with a new radiative transfer model with improved optical thickness computations. Part of the improvement can be associated with the distinction between ice and liquid water clouds according to their altitude. Details about the new cloud data sets were just released in [15].

## 5 Acknowledgement

The work on which this paper is based was supported in part by the Centre National d'Etudes Spatiales and the European Space Agency. We are indebted to our colleagues at LMD, in particular J.-P. Duvel and M. Viollier, for many useful discussions regarding scientific and technical issues, P. Raberanto and D. Thomas, for assistance with data processing. We also thank W. Rossow for helpful discussions regarding ISCCP.

## References

- [1] Bruce A. Wielicki and Richard N. Green. Cloud identification for ERBE radiative flux retrieval. *Journal of Applied Meteorology*, 28:1133–1146, November 1989.
- [2] B. R. Barkstrom. The earth radiation budget experiment (erbe). *Bulletin of American Meteorological Society*, 65:1170–1185, 1984.
- [3] V. R. Taylor and L. L. Stowe. Reflectance characteristics of uniform earth and cloud surfaces derived from NIMBUS 7 ERB. *Journal of geophysical research*, 89:4987–4996, 1984.
- [4] Patrick Minnis and Edwin F. Harrison. Diurnal variability of regional cloud and clear sky radiative parameters derived from goes data. part I: Analysis method. *Journal of climate and applied meteorology*, 23:993–1011, 1984.

- [5] J. T. Suttles, Richard N. Green, Patrick Minnis, G. L. Smith, W. F. Staylor, Bruce A. Wielicki, I. J. Walker, D. F. Young, V. R. Taylor, and L. L. Stowe. Angular radiation models for Earth-atmosphere system. Reference publication 1184, NASA, July 1988. Volume I - Shortwave radiation.
- [6] David R. Brooks, Edwin F. Harrison, Robert S. Kandel, Patrick Minnis, and John T. Suttles. Development of algorithms of understanding the temporal and spatial variability of the Earth's balance. *Review of Geophysics*, 24:422–438, May 1986.
- [7] Jean-Philippe Duvel and Robert S. Kandel. Regional-scale diurnal variations of outgoing infrared radiation observed by METEOSAT. *Journal of climate and applied meteorology*, 24:335–349, April 1985.
- [8] Dennis L. Hartmann and E. E. Recker. Diurnal variation of outgoing longwave radiation in the tropics. *Journal of climate and applied meteorology*, 25:800–812, 1986.
- [9] Stephen A. Klein and Dennis L. Hartmann. Seasonal cycle of low stratiform clouds. *Journal of Climate*, 6:1587–1606, August 1993.
- [10] Mark Adam Ringer. *Interannual variability of the Earth's radiation budget and cloudiness: A satellite view*. . PhD thesis, University of Reading, U.K., 1994.
- [11] William B. Rossow, E. Kinsella, A. Wolf, and L.C. Garder. International satellite cloud climatology project (ISCCP) description of reduced resolution radiance data. Technical Report WMO/TD No. 58, World Meteorological Organisation, Geneva, 1987.
- [12] Jean-Philippe Duvel. Analysis of diurnal, interdiurnal and interannual variations during northern hemisphere summers using METEOSAT infrared channels. *Journal of climate*, 1:471–484, May 1988.
- [13] Bruce R. Barkstrom, Ed Harrison, G. Smith, Richard N. Green, J. Kibler, R. Cess, and the ERBE Science Team. Earth Radiation Budget Experiment ERBE archival and April 1985 results. *Bulletin of American Meteorological Society*, 70:1254–1262, 1989.
- [14] William B. Rossow, L.C. Garder, B. Kachmar, Y.uanchong Zhang, and Alison W. Walker. *International satellite cloud climatology project (ISCCP) documentation of cloud data*. NASA Goddard Space Flight Center, New York, 1991.
- [15] William B. Rossow, A. W. Walker, D. Beuschel, and M. Roiter. International satellite cloud climatology project (ISCCP): Description of new cloud data sets. Technical Report WMO/TD No. 737, World Climate Research Programme (IcSu and WMO, Geneva, February 1996.

# Bibliographie / Bibliography

- [1] M. E. Duclaux. *Cours de Physique et de Météorologie*. A. Hermann, Librairie Scientifique, Paris, 1891.
- [2] Garry E. Hunt, Robert S. Kandel, and Ann T. Mecherikunnel. A history of presatellite investigations of the Earth's radiation budget. *Review of Geophysics*, 24(2) :351–356, May 1986.
- [3] Frederick B. House, Arnold Gruber, Garry E. Hunt, and Ann T. Mecherikunnel. History of satellite missions and measurements of the Earth radiation budget (1957-1984). *Review of Geophysics*, 24(2) :357–377, May 1986.
- [4] Anonymous. Inadvertent Climate Modification, Final Report of the Study of Man's Impact. M.I.T. Press, Cambridge, MA, 1971.
- [5] Bruce R. Barkstrom and G. L. Smith. The Earth Radiation Budget Experiment : Science and Implementation. *Review of Geophysics*, 24 :379–390, 1986.
- [6] V. Ramanathan, R. D. Cess, E. F. Harrison, P. Minnis, B. R. Barkstrom, E. Ahmad, and D. Hartmann. Cloud radiative forcing and climate : results from the earth radiation budget experiment. *Science*, 243 :57–63, 1989.
- [7] Shelby G. Tilford, Ghassem Asrar, and Peter W. Backlund. Mission to Planet Earth. *Advances in Space Research*, 14 :5–9, 1995.
- [8] P. Goldsmith and C.J. Readings. The Plans of the European Space Agency for Earth Observation. *Advances in Space Research*, 14 :11–16, 1995.

- [9] Ykio Haruyama. Progress of Japan's Earth Observation Satellites. *Advances in Space Research*, 14 :11–16, 1995.
- [10] Isaac Revah. The French Programme in Earth Observations from Space. *Advances in Space Research*, 14 :11–16, 1995.
- [11] A. V. Karpov. National Satellite Systems Capabilities Relevant to Climate Studies. *Advances in Space Research*, 14 :11–16, 1995.
- [12] J. M. Wallace. El Niño and climate prediction. Reports to the nation on our changing planet, University Corporation for Atmospheric Research, April 1994.
- [13] R. S. Kandel. Satellite observation of the Earth radiation budget and clouds. *Space Science Reviews*, 52 :1–32, 1990.
- [14] B. C. Carissimo, A. H. Oort, and T. H. Vonder Harr. Estimating the meridional transports in the atmosphere and ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 15 :82–91, 1985.
- [15] Jacqueline Lenoble. *Atmospheric Radiative Transfer*. A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia USA, 1993.
- [16] N. E. Tira. Dynamic simulation of solar calibration of the total Earth-viewing channel of the Earth Radiation Budget Experiment (ERBE). Master's thesis, Department of Mechanical Engineering, Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, VA, 1987.
- [17] N. E. Tira. *A Study of the Thermal and Optical Characteristics of Radiometric Channels for Earth Radiation Budget Applications*. PhD thesis, Department of Mechanical Engineering, Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, VA, 1991.
- [18] J. L. Meekins. Optical analysis of the erbe scanning thermistor bolometer using the monte-carlo method. Master's thesis, Department of Mechanical Engineering, Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, VA, 1990.



- [19] Robert P. Bongiovi. A parametric study of the radiative and optical characteristics of a scanning radiometer for earth radiation budget applications using the monte-carlo method. Master's thesis, Department of Mechanical Engineering, Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, VA, 1993.
- [20] K. J. Priestley, J. R. Mahan, Tai K. Nguyen, and Martial P. Haeffelin. Numerical simulation of ground calibration of the CERES thermistor bolometer radiometer. In *Proceedings of SPIE in Remote Sensing II*, volume 2583, Paris, France, 1995.
- [21] K. J. Priestley, J. R. Mahan, M. P. Haeffelin, M. Savransky, and T. K. Nguyen. Thermistor bolometer radiometer signal contamination due to parasitic heat diffusion. In *Proceedings of SPIE in Remote Sensing II*, volume 2583, Paris, France, 1995.
- [22] Martial P. A. Haeffelin. A numerical study of equivalence in scanning thermistor bolometer radiometers for earth radiation budget applications. Master's thesis, Department of Mechanical Engineering, Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, VA, 1993.
- [23] Bruce A. Wielicki, Robert D. Cess, Michael D. King, David A. Randall, and Edwin F. Harrison. Mission to Planet Earth : Role of Clouds and Radiation in Climate. *Bulletin of American Meteorological Society*, 71(11) :2125–2153, November 1995.
- [24] John T. Suttles, Bruce A. Wielicki, and Sastri Vemury. Top-of-Atmosphere radiative fluxes : validation of ERBE scanner inversion Algorithm using Nimbus-7 ERB data. *Journal of Applied Meteorology*, 31 :784–796, July 1992.
- [25] Bruce R. Barkstrom, Ed Harrison, G. Smith, Richard N. Green, J. Kibler, R. Cess, and the ERBE Science Team. Earth Radiation Budget Experiment ERBE archival and April 1985 results. *Bulletin of American Meteorological Society*, 70 :1254–1262, 1989.

- [26] J. T. Suttles, Richard N. Green, Patrick Minnis, G. L. Smith, W. F. Staylor, Bruce A. Wielicki, I. J. Walker, D. F. Young, V. R. Taylor, and L. L. Stowe. Angular radiation models for Earth-atmosphere system. Reference publication 1184, NASA, July 1988. Volume I - Shortwave radiation.
- [27] Arnout J. Feijt. The Earth Radiation Budget Experiment : overview of data processing and error sources. Technical Report TR-146, Koninklijk nederlands meteorologisch instituut, 1992.
- [28] Carsten Standfuss, Heinz-Dieter Hollweg, and Hartmut Graßl. The impact of a Earth Radiation Budget scanner aboard METEOSAT second generation on the accuracy of regional radiation budget parameters. Technical Report 125144, Meteorologisches Institut der Universität Hamburg, 1993.
- [29] M. Rieland and E. Raschke. Diurnal variability of the Earth radiation budget : Sampling requirements, time integration aspects and error estimates for the Earth Radiation Budget Experiment (ERBE). *Theoretical and Applied Climatology*, pages 9–24, 1991.
- [30] Patrick Minnis and Edwin F. Harrison. Diurnal variability of regional cloud and clear sky radiative parameters derived from goes data. part II : November 1978 cloud distribution. *Journal of climate and applied meteorology*, 23 :993–1011, 1984.
- [31] E. F. Harrison, D. R. Brooks, B. A. Wielicki, W. F. Staylor, G. G. Gibson, D. F. Young, and F. M. Denn. Diurnal variability of radiative parameters derived from ERBS and NOAA-9 satellite data. In *IRS'88 : Current problems in atmospheric radiation*, 1988.
- [32] P. Minnis, D. F. Young, and E. F. Harrison. Examination of the relationship between outgoing infrared window and the total longwave fluxes using satellite data. *Journal of Geophysical Research*, 92 :4051–4073, 1991.

- [33] B. R. Barkstrom and J. B. Hall Jr. The earth radiation budget experiment (erbe) : An overview. *Journal of Energy*, 6 :141–146, 1982.
- [34] B. R. Barkstrom. The earth radiation budget experiment (erbe). *Bulletin of American Meteorological Society*, 65 :1170–1185, 1984.
- [35] B. A. Wielicki and B. R. Barkstrom. Clouds and the earth's radiant energy system (ceres) : an earth observing system experiment. In Eric J. Barron, James R. Mahoney, C. Bruce Baker, Robert J. Gurney, and John T. Merrill, editors, *Proceedings of the Second Symposium on Global Change Studies*, pages 11–16, New Orleans, LA, 1991.
- [36] S. L. Carman, J. E. Cooper, J. Miller, E. F. Harrison, and B. R. Barkstrom. Clouds and the earth's radiant energy system (ceres). *Advanced Astrophysical Science*, 76 :693–706, 1992.
- [37] Michael Walkup. Creation of a Monte-Carlo optical work bench for radiometric imaging. Master's thesis, Department of Mechanical Engineering, Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, VA, 1996.
- [38] Denis Thomas, Jean-Philippe Duvel, and Robert Kandel. Diurnal bias in calibration of broad-band radiance measurements from space. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 33(3) :670–683, 1995.
- [39] K. J. Priestley, J. R. Mahan, and R. B. Lee III. Use of high-level numerical radiometric channel models for earth radiation budget signal processing. In Diego A. Murio, editor, *Proceedings of the Sixth Annual Inverse Problems in Engineering Seminar*, Cincinnati, OH, 1994. University of Cincinnati.
- [40] R. S. Kandel, J-L. Monge, M. Viollier, L. A. Pakomov, V. I. Adasko, R. G. Reitenbach, E. Raschke, and R. Stuhlmann. The ScaRaB project : Earth radiation budget experiment from the Meteor satellites. *Advances in Space Research*, 14(1) :47–54, 1994.

- [41] Michel Viollier, R. Kandel, and P. Raberanto. Inversion and space-time averaging algorithms for ScaRaB (Scanner for the Earth Radiation Budget) - comparison with ERBE. *Annales Geophysicae*, 13 :959–968, 1995.
- [42] C. Pietras, N. Abuhassan, M. Haeffelin, G. Brogniez, M. Legrand, and J-P. Buis. Development of a High Precision Thermal Infrared Field Radiometer. In *Proceedings of the Sixth International Symposium in Mesures Physiques et Signatures en Télédétection*, Val d'Isère, France, 1994.
- [43] C. Pietras, N. Abuhassan, M. Haeffelin, G. Brogniez, M. Legrand, and J-P. Buis. Development and Qualification of the Conveyable Thermal Infrared Field Radiometer CLIMAT. In *Proceedings of SPIE on Satellite Remote Sensing II*, volume 2578, Paris, France, 1995.
- [44] Christophe Pietras. *Développement d'un radiomètre infrarouge thermique multicanal : qualification du prototype large champ CLIMAT*. PhD thesis, UFR de Physique Fondamentale, Université des Sciences et Technologies de Lille, Villeneuve d'Ascq, France, 1996.
- [45] J. R. Howell. Application of monte carlo to heat transfer problems. In *Advances in Heat Transfer*, volume 5, pages 1–54. Academic Press, New York, 1968.
- [46] T. S. Chou. A monte carlo approach to optical analysis. *Optical Engineering*, 13 :299–302, 1974.
- [47] J. R. Mahan and L. D. Eskin. Application of the monte carlo technique to transient thermal modeling of cavity radiometers having diffuse-specular surfaces. In Carlton L. Mateer, editor, *Proceedings of the Fourth Conference on Atmospheric Radiation*, pages 181–186, Toronto, Canada, 1981.
- [48] J. R. Mahan and L. D. Eskin. The radiation distribution factor its calculation using monte carlo and an example of its application. In H. C. Simpson, editor, *Proceedings of the First UK National Heat Transfer Conference*, pages 1001–1012, Leeds, Yorkshire, England, 1984. EFCE Publication Series No. 39.

- [49] J. R. Mahan, F. Kowsary, and L. D. Eskin. Apparent emissivities of conical and cylindrical cavities : comparison of monte carlo and exact analytical results. In Y. Jaluria, V. P. Carey, W. A. Fiveland, and W. Yuen, editors, *Radiation, Phase Change Heat Transfer, and Thermal Systems*, pages 1–8, Boston, MA, 1987.
- [50] N. E. Tira, J. R. Mahan, and R. B. Lee III. Dynamic electrothermal model for the ERBE nonscanning radiometer with application to solar observation and thermal noise. *Optical Engineering*, 29 :351–358, 1990.
- [51] N. E. Tira, J. R. Mahan, R. B. Lee III, and R. J. Keynton. Linear-array apertures for inflight dynamic solar calibration of radiometric channels for earth radiation budget applications. *Applied Optics*, 33 :5617–5637, 1994.
- [52] S. V. Patankar. *Numerical Heat Transfer and Fluid Flow*. Hemisphere Publishing Corporation, New York, 1980.
- [53] Max Savransky. A Finite-Element Model of the Thermal Diffusion in the Structure of the CERES Scanning Radiometer. Master’s thesis, Department of Mechanical Engineering, Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, VA, 1996.
- [54] Kory J. Priestley. *Practical numerical model of the CERES scanning radiometer*. PhD thesis, Department of Mechanical Engineering, Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, VA. Expected 1997.
- [55] Robert Siegel and John R. Howell. *Thermal Radiation Heat Transfer*. Hemisphere Publishing Corporation, Washington DC, 1992.
- [56] Pierre V. Villeneuve. *A Numerical Study of the Sensitivity of Cloudy-Scene Bi-directional Reflectivity Distribution Functions to Variations in Cloud Parameters*. PhD thesis, Department of Mechanical Engineering, Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, VA, 1996.

- [57] N. Manolo, G. Louis Smith, and Bruce R. Barkstrom. Transfer function considerations for the CERES scanning radiometer. In *Image Understanding for Aerospace Applications*, pages 106–116, 1991.
- [58] G. Louis Smith. Effects of time response on the point spread function of a scanning radiometer. *Applied Optics*, 33(30) :7031–7037, 1994.
- [59] Christophe Pietras, 1996. Personal communication.
- [60] Bruce A. Wielicki and Richard N. Green. Cloud identification for ERBE radiative flux retrieval. *Journal of Applied Meteorology*, 28 :1133–1146, November 1989.
- [61] David R. Brooks, Edwin F. Harrison, Robert S. Kandel, Patrick Minnis, and John T. Suttles. Development of algorithms of understanding the temporal and spatial variability of the Earth's balance. *Review of Geophysics*, 24 :422–438, May 1986.
- [62] E. Raschke, T. H. Wonder Haar, M. Pasternak, and W. R. Bandeen. The radiation balance of the earth-atmosphere system from Nimbus-3 radiation measurements. Technical Report TN D-7249, NASA, 1973.
- [63] G. L. Smith, Richard N. Green, E. Raschke, L. M. Avis, J. T. Suttles, Bruce A. Wielicki, and R. Davies. Inversion methods for satellite studies of the earth's radiation budget : Development of algorithms for the ERBE mission. *Review of Geophysics*, 24 :407–421, 1986.
- [64] V. R. Taylor and L. L. Stowe. Reflectance characteristics of uniform earth and cloud surfaces derived from NIMBUS 7 ERB. *Journal of geophysical research*, 89 :4987–4996, 1984.
- [65] Patrick Minnis and Edwin F. Harrison. Diurnal variability of regional cloud and clear sky radiative parameters derived from goes data. part III : November 1978

- radiative parameters. *Journal of climate and applied meteorology*, 23 :993–1011, 1984.
- [66] Pierre V. Villeneuve and J. Robert Mahan. Sensitivity of Earth-atmospheric bidirectional reflectivity functions to variations in cloud parameters. In *Proceedings of SPIE*, volume 2582, 1995.
- [67] Michel Capderou. Une année de ScaRaB. Orbitographie et échantillonnage temporel pour le satellite Meteor 3-07ScaRaB (Février 1994 - Mars 1995), 1995.
- [68] Jean-Philippe Duvel, 1995. Personal communication.
- [69] Dennis L. Hartmann, Karen J. Kowalewski, and Marc L. Michelsen. Diurnal variations of outgoing longwave radiation and albedo from ERBE scanner data. *Journal of Climate*, 4 :598–617, June 1991.
- [70] Jean-Philippe Duvel and Robert S. Kandel. Regional-scale diurnal variations of outgoing infrared radiation observed by METEOSAT. *Journal of climate and applied meteorology*, 24 :335–349, April 1985.
- [71] Stephen A. Klein and Dennis L. Hartmann. Seasonal cycle of low stratiform clouds. *Journal of Climate*, 6 :1587–1606, August 1993.
- [72] Ronald E. Walpole and Raymond H. Myers. *Probability and statistics for engineers and scientists*. Macmillian publishing company, 1995.
- [73] Mark Adam Ringer. *Interannual variability of the Earth's radiation budget and cloudiness : A satellite view*. . PhD thesis, University of Reading, U.K., 1994.
- [74] W. Frank Staylor. Stability of the Earth Radiation Budget Experiment scanner results for the first two years of multiple-satellite operation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 10(6) :827–832, December 1993.

- [75] R. A. Schiffer and William B. Rossow. The international satellite cloud climatology project (ISCCP) : the first project of the world climate research program. *Bulletin of the american meteorological society*, 64 :779–784, 1983.
- [76] William B. Rossow, C.L. Brest, and L.C. Garder. Global, seasonal surface variations from satellite radiance measurements. *Journal of Climate*, 2 :214–247, 1989.
- [77] William B. Rossow, E. Kinsella, A. Wolf, and L.C. Garder. International satellite cloud climatology project (ISCCP) description of reduced resolution radiance data. Technical Report WMO/TD No. 58, World Meteorological Organisation, Geneva, 1987.
- [78] William B. Rossow, L.C. Garder, B. Kachmar, Y.uanchong Zhang, and Alison W. Walker. *International satellite cloud climatology project (ISCCP) documentation of cloud data*. NASA Goddard Space Flight Center, New York, 1991.
- [79] Geneviève Sèze and William B. Rossow. Effect of satellite data resolution on measuring the space-time variations of surfaces and clouds. *International Journal of Remote Sensing*, 12 :921–952, 1991.
- [80] Geneviève Sèze and William B. Rossow. Time-cumulated visible and infrared radiance histograms used as descriptors of surface and cloud variations. *International Journal of Remote Sensing*, 12 :877–920, 1991.
- [81] Claudia Stubenrauch, 1995. Personal communication.
- [82] William B. Rossow, A. W. Walker, D. Beuschel, and M. Roiter. International satellite cloud climatology project (ISCCP) : Description of new cloud data sets. Technical Report WMO/TD No. 737, World Climate Research Programme (IcSu and WMO, Geneva, February 1996.