

Université de Montréal

**Modélisation de l'irradiance solaire totale et spectrale et applications à la chimie
stratosphérique terrestre**

par
Cassandra Bolduc

Département de physique
Faculté des arts et des sciences

Thèse présentée à la Faculté des études supérieures
en vue de l'obtention du grade de Philosophiæ Doctor (Ph.D.)
en physique

Novembre, 2014

© Cassandra Bolduc, 2014.

Université de Montréal
Faculté des études supérieures

Cette thèse intitulée:

**Modélisation de l'irradiance solaire totale et spectrale et applications à la chimie
stratosphérique terrestre**

présentée par:

Cassandra Bolduc

a été évaluée par un jury composé des personnes suivantes:

René Doyon,	président-rapporteur
Paul Charbonneau,	directeur de recherche
Michel Bourqui,	codirecteur
Patrick Dufour,	membre du jury
Jerald Harder,	examineur externe
James G. Omichinski,	représentant du doyen de la FES

Thèse acceptée le: 12 mars 2015

RÉSUMÉ

Cette thèse présente des reconstructions de l'irradiance totale et spectrale durant les 400 dernières années à l'aide des modèles pour l'irradiance totale et l'irradiance spectrale dans l'ultraviolet développés à l'Université de Montréal. Tous deux sont basés sur la simulation de l'émergence, de la fragmentation et de l'érosion des taches solaires, qui permet d'obtenir une distribution de l'aire des taches sombres et des facules brillantes en fonction du temps. Ces deux composantes sont principalement responsables de la variation de l'irradiance sur l'échelle de temps de la décennie, qui peut être calculée en sommant leur émissivité à celle de la photosphère inactive.

La version améliorée du modèle d'irradiance solaire spectrale MOCASSIM inclut une extension de son domaine spectral entre 150 et 400 nm ainsi que de son domaine temporel, débutant originalement en 1874 et couvrant maintenant la période débutant en 1610 jusqu'au présent. Cela permet de reconstruire le spectre ultraviolet durant le minimum de Maunder et de le comparer à celui du minimum de 2009. Les conclusions tirées de cette étude spécifient que l'émissivité dans l'ultraviolet était plus élevée en 2009 que durant le minimum de Maunder, que le niveau de base de la photosphère non magnétisée contribuait pour environ les deux tiers de cette différence et que les structures magnétiques restantes étaient responsables pour le tiers restant.

Le modèle d'irradiance totale a vu son domaine temporel étendu sur la même période et une composante représentant le réseau magnétique de façon réaliste y a été ajoutée. Il a été démontré que les observations des 30 dernières années ne sont bien reproduites qu'en incluant la composante du Soleil non magnétisé variable à long terme. Le processus d'optimisation des paramètres libres du modèle a été effectué en minimisant le carré de la somme de l'écart journalier entre les résultats des calculs et les données observées. Les trois composites disponibles, soit celui du PMOD (*Physikalisch Meteorologisches Observatorium Davos*), d'ACRIM (*Active Radiometer Irradiance Monitor*) et du IRMB (Institut Royal Météorologique de Belgique), ne sont pas en accord entre eux, en particulier au niveau des minima du cycle d'activité, et le modèle permet seulement de reproduire celui du PMOD avec exactitude lorsque la composante variable à long terme

est proportionnelle au flux radio à 10.7 cm. Toutefois, en utilisant des polynômes de Lagrange pour représenter la variation du Soleil inactif, l'accord est amélioré pour les trois composites durant les minima, bien que les relations entre le niveau minimal de l'irradiance et la longueur du cycle précédent varient d'un cas à l'autre.

Les résultats obtenus avec le modèle d'irradiance spectrale ont été utilisés dans une étude d'intercomparaison de la réponse de la photochimie stratosphérique à différentes représentations du spectre solaire. Les simulations en mode transitoire d'une durée de 10 jours ont été effectuées avec un spectre solaire constant correspondant soit à une période d'activité minimale ou à une période d'activité maximale. Ceci a permis d'évaluer la réponse de la concentration d'ozone à la variabilité solaire au cours d'un cycle et la différence entre deux minima. En plus de ceux de MOCASSIM, les spectres produits par deux modèles ont été utilisés (NRLSSI et MGNM) ainsi que les données de SIM et SOLSTICE/SORCE. La variabilité spectrale de chacun a été extraite et multipliée à un spectre de base représentant le minimum d'activité afin de simuler le spectre au maximum d'activité. Cela a été effectué dans le but d'isoler l'effet de la variabilité seule et d'exclure celui de la valeur absolue du spectre. La variabilité spectrale d'amplitude relativement élevée des observations de SORCE n'a pas provoqué l'inversion de la réponse de l'ozone à hautes altitudes obtenues par d'autres études, ce qui peut être expliqué par la nature même du modèle utilisé ainsi que par sa limite supérieure en altitude. Finalement, la réponse de l'ozone semble être à peu près proportionnelle à la variabilité de l'intégrale du flux pour $\lambda < 241$ nm. La comparaison des concentrations d'ozone obtenues avec les spectres originaux au minimum d'activité démontre que leur différence est du même ordre de grandeur que la variabilité entre le minimum et le maximum d'un cycle typique. Le problème du choix de la reconstruction de l'irradiance à utiliser pour les simulations climatiques dans le passé demeure non résolu.

Mots clés: Soleil : irradiance totale ; irradiance spectrale : ultraviolet. Stratosphère : chimie : ozone.

ABSTRACT

This thesis presents reconstructions of the total and spectral solar irradiance for the last 400 years produced with the improved versions of the models for total and spectral solar irradiance in the ultraviolet developed at Université de Montréal. Both are based on the simulation of sunspot emergence, fragmentation and erosion, which produces a time-evolving area distribution of dark spots and bright faculae. These two components are the main drivers of irradiance decadal variations and this quantity can be calculated by summing their emissivity to that of the quiet photosphere.

The improved version of the model for spectral irradiance, MOCASSIM, includes an extension of its spectral domain between 150 and 400 nm and of its temporal domain, with reconstructions now starting in 1610 instead of 1874. This allows to reconstruct the UV spectrum during the Maunder minimum and to compare it to the spectrum during the minimum of 2009. The conclusions of this study state that the Sun was slightly brighter during the recent minimum and that the slowly-varying quiet Sun contribution accounts for about two thirds of this difference, whereas remnant magnetic structure decay products account for the other third.

The model for total irradiance was also extended further in the past, with reconstructions now starting in 1610. Also, a realistic network component was added. This was expected to help reproduce the observations spanning the last 30 years, especially the varying level of the irradiance during minimum activity. It was shown that the inclusion of a slowly-varying quiet Sun component was necessary to account for the observations. The free parameters of the model were adjusted by minimizing the sum of the daily squared difference between the model's output and the observations. The three available composites, from the PMOD (*Physikalisch Meteorologisches Observatorium Davos*), ACRIM (*ACtive Radiometer Irradiance Monitor*) and IRMB (Institut Royal Météorologique de Belgique) teams, do not agree between them, especially considering the minima of the activity cycle. The only composite reproduced in a satisfactory manner by the model when the variable quiet Sun component is proportionnal to the radio flux at 10.7 cm is the PMOD composite. However, using Lagrange polynomials to represent

this component helps improve the agreement at minimum activity for all composites, even though the relation between the irradiance during the minima and the length of the preceding cycle varies from one to another.

The results obtained with MOCASSIM were used during an intercomparison study of the photochemical response in the stratosphere to different representations of the solar spectrum. Transient simulations of duration 10-days were performed with a constant solar spectrum corresponding to either a maximum or minimum activity period. This allowed to estimate the response in stratospheric ozone to the solar variability over a cycle or between two minima. The spectra obtained with MOCASSIM were used along with those from two other models, NRLSSI and MGNM, and the SIM and SOLSTICE/SORCE data. The spectral variability from each data set was multiplied to a common baseline spectrum to produce the high activity spectrum in order to isolate the effect of the variability only, and to exclude the effect of the absolute spectral calibration. The high spectral variability of the SORCE data in the UV did not induce a negative response in ozone at high altitude, as obtained by various other studies. This is explained by the nature of the model and by its limited vertical extent. Finally, the ozone response is approximately proportional to the integrated UV flux below 241 nm. The comparison of the ozone concentration at minimum activity obtained with the original spectra shows that the difference is of the same magnitude as the response over a solar cycle. The problem of choosing a solar spectral irradiance reconstruction for climatic simulations in the past remains unsolved.

Sun: total irradiance; spectral irradiance: ultraviolet. Stratosphere: photochemistry: ozone.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	iii
ABSTRACT	v
TABLE DES MATIÈRES	vii
LISTE DES TABLEAUX	x
LISTE DES FIGURES	xi
DÉDICACE	xv
REMERCIEMENTS	xvi
CHAPITRE 1 : INTRODUCTION	1
1.1 Mise en situation	1
1.2 Observations de l'irradiance totale et spectrale dans l'ultraviolet	8
1.2.1 Irradiance totale	8
1.2.2 Irradiance spectrale dans l'ultraviolet	11
1.3 Modélisation de l'irradiance totale et spectrale dans l'ultraviolet	15
1.3.1 Reconstructions basées sur le calcul de transfert radiatif	17
1.3.2 Reconstructions empiriques	22
1.3.3 Intercomparaison des modèles	27
1.4 Impacts sur la stratosphère	30
1.4.1 Le cycle de Chapman	32
1.4.2 La destruction catalytique de l'ozone	33
1.4.3 Effets de la variabilité solaire sur l'ozone	34
1.4.4 Effets indirects de la variabilité dans l'ultraviolet	36
1.5 État de la recherche actuelle et contributions	37
1.6 Déclaration	39

BIBLIOGRAPHIE	41
CHAPITRE 2 : A RECONSTRUCTION OF ULTRAVIOLET SPECTRAL IRRADIANCE DURING THE MAUNDER MINIMUM .	51
ABSTRACT	52
2.1 Introduction	52
2.2 The Reconstruction Model	55
2.3 MOCASSIM 2.0	58
2.3.1 Extension to Shorter Wavelengths	58
2.3.2 Quiet Sun Variability	59
2.3.3 Back to 1610	61
2.4 MOCASSIM 2.0: Validation	63
2.5 MOCASSIM 2.0: Results	67
2.6 Discussion and Conclusions	71
BIBLIOGRAPHY	74
CHAPTER 3: A COMPARISON OF STRATOSPHERIC PHOTOCHEMICAL RESPONSE TO DIFFERENT RECONSTRUCTIONS OF SOLAR ULTRAVIOLET RADIATIVE VARIABILITY	78
ABSTRACT	79
3.1 Introduction	79
3.2 The MOCASSIM model	82
3.3 Other SSI reconstructions and observations	86
3.3.1 The NRLSSI model	87
3.3.2 The MGNM model	87
3.3.3 Model intercomparison	87
3.3.4 SORCE/SOLSTICE and SIM data	88
3.4 The photochemistry model	90
3.5 Results and discussion	92

3.5.1	Min-max variability over ascending phase of Cycle 22 and descending phase of Cycle 23	92
3.5.2	On the non-inversion of the O_x response in the stratosphere	98
3.5.3	Comparison of the O_x partitioning ratio using different solar minimum spectra	99
3.5.4	Variability over two different historical minima	102
3.6	Conclusion	103
BIBLIOGRAPHY		106
CHAPTER 4: MODELLING TOTAL SOLAR IRRADIANCE WITH A MONTE CARLO SIMULATION OF ACTIVE REGION DECAY		110
ABSTRACT		111
4.1	Introduction	111
4.2	The TSI Model	113
4.3	Modifications to the TSI model	117
4.4	Optimization of Parameters	119
4.5	Results and Discussion	122
4.5.1	Reconstruction of TSI during the Maunder Minimum	130
4.6	Conclusion	132
BIBLIOGRAPHY		134
CHAPITRE 5: CONCLUSION		137
5.1	Bilan des observations et de la modélisation de l'irradiance solaire	137
5.2	Pertinence des modèles présentés dans cette thèse	138
5.2.1	Irradiance solaire	138
5.2.2	Photochimie stratosphérique	139
5.3	Recherche future	140

LISTE DES TABLEAUX

2.I	Variabilité dans deux bandes spectrales entre 1713 et 1986 pour MOCASSIM et NRLSSI	67
3.I	Variation absolue de la concentration de O_x au jour 5 des simulations et du flux intégré pour $\lambda < 241$ nm et $\lambda < 303$ nm.	94
3.II	Réponse maximale de la concentration de O_x au jours 5 en utilisant le spectre ATLAS-3	101
4.I	Valeur des paramètres optimaux obtenus en utilisant le composite PMOD pour les trois différentes représentations de la variabilité du Soleil inactif	123

LISTE DES FIGURES

1.1	Image en lumière visible prise le 30 mars 2001 par le MDI sur SOHO.	2
1.2	Aire totale des taches solaires et irradiance totale en fonction du temps.	3
1.3	Indicateur de l'activité solaire entre l'an 800 et le début du XX ^e siècle et reconstructions des anomalies de température dans l'hémisphère Nord pour la même période	5
1.4	Le spectre solaire et sa variabilité dans l'ultraviolet.	6
1.5	Observations de l'irradiance totale entre 1978 et 2013	10
1.6	Comparaison de la variabilité spectrale entre les données de SORCE et du modèle de Lean (2000b)	15
1.7	Potentiel de modulation solaire reconstruit avec l'abondance de ¹⁰ Be 19	
1.8	Comparaison des reconstructions spectrales de différents modèles avec ATLAS-1	28
1.9	Comparaison des reconstructions spectrales de différents modèles pour l'année 1680	29
1.10	Comparaison de diverses reconstructions de l'irradiance totale à partir de 1600	30
1.11	Profil de température de l'atmosphère terrestre.	31
1.12	Variabilité annuelle de l'ozone observée par SABER/TIMED et modélisée avec les spectres de NRLSSI et de SORCE.	35
2.1	Profils de température et facteur de pondération du réseau magnétique ajustés permettant le meilleur accord avec les données SOLSTICE/UARS	60
2.2	Température efficace de la photosphère inactive calculée à partir de la reconstruction de l'irradiance totale de Tapping et al. (2007)	62

2.3	Comparaison des reconstructions de l'irradiance spectrale à 240 nm produites respectivement en utilisant les données d'émergences de taches observées et synthétiques	63
2.4	Reconstruction de l'irradiance spectrale à 150 nm et distribution des résidus en comparaison avec les données SOLSTICE/UARS .	64
2.5	Reconstruction spectrale en comparaison avec le spectre ATLAS-1.	65
2.6	Reconstructions de l'irradiance spectrale à 240 et 370 nm débutant en 1610 et contribution des différentes composantes	68
2.7	Contribution des composantes du modèle durant quatre minima d'activité	70
2.8	Reconstructions spectrales pour le minimum de 2009 et le minimum de Maunder	72
3.1	Reconstructions de l'irradiance à 240.5 et 370.5 nm et contribution des quatre composantes	85
3.2	Flux moyen mensuel à 190 et 370 nm en fonction du nombre de taches mensuel	86
3.3	Variabilité spectrale de NRLSSI, MOCASSIM, MGNM et SORCE durant les Cycles 22 et 23	89
3.4	Réponse des espèces chimiques stratosphériques durant la phase ascendante du Cycle 22 obtenue avec les spectres de MOCASSIM	93
3.5	Profil de variation de l'ozone en termes absolus à midi au jour 5 de la simulation pour tous les modèles et toutes les périodes de temps	95
3.6	Profil de variation de l'ozone en termes relatifs à midi au jour 5 de la simulation pour tous les modèles et toutes les périodes de temps	96
3.7	Concentration d'ozone maximale au jour 5 de la simulation en fonction du flux solaire intégré sur $\lambda < 240$ nm	100
3.8	Différence absolue entre la concentration d'O _x au minimum d'activité obtenue avec le spectre ATLAS-3 et les spectres originaux de MGNM, MOCASSIM et NRLSSI	102

4.1	Reconstructions de l'irradiance totale à l'aide du modèle original de Crouch et al. (2008) et distribution des résidus	116
4.2	Valeurs optimales des paramètres du modèle de l'irradiance totale	121
4.3	Comparaison entre les quatre séquences d'observations de l'irradiance totale et les reconstructions du modèle adoptant diverses représentations du Soleil inactif	124
4.4	Composite du PMOD et les trois reconstructions associées; différence absolue entre les observations et les reconstructions en fonction du temps	125
4.5	Reconstruction de l'irradiance totale en utilisant les paramètres optimisés à l'aide du composite PMOD avec l'irradiance du Soleil inactif constante	127
4.6	Reconstruction de l'irradiance totale en utilisant les paramètres optimisés à l'aide du composite PMOD avec l'irradiance du Soleil inactif variant en fonction du $S_{10.7}$	128
4.7	Corrélation entre l'irradiance au minimum entre deux cycles et la longueur du cycle précédent pour les trois composites et la reconstruction basée sur le $S_{10.7}$	129
4.8	Reconstruction de l'irradiance du Soleil inactif débutant en 1610 .	130
4.9	Reconstruction de l'irradiance totale débutant en 1610	131
I.1	Réponse chimique stratosphérique au cours de la phase ascendante du Cycle 22, spectres reconstruits par MOCASSIM	xix
I.2	Réponse chimique stratosphérique au cours de la phase ascendante du Cycle 22, spectres reconstruits par MGNM	xx
I.3	Réponse chimique stratosphérique au cours de la phase ascendante du Cycle 22, spectres reconstruits par NRLSSI	xxi
I.4	Réponse chimique stratosphérique au cours de la phase descendante du Cycle 23, spectres reconstruits par MOCASSIM	xxii

I.5	Réponse chimique stratosphérique au cours de la phase descendante du Cycle 23, spectres reconstruits par MGNM	xxiii
I.6	Réponse chimique stratosphérique au cours de la phase descendante du Cycle 23, spectres reconstruits par NRLSSI.	xxiv
I.7	Réponse chimique stratosphérique au cours de la phase descendante du Cycle 23, spectres observés par SORCE	xxv

Pour Daniel Poulin.

You can never be overdressed or overeducated.

O. Wilde

REMERCIEMENTS

Mes remerciements vont évidemment en premier lieu à Paul Charbonneau et Michel Bourqui, qui m'ont offert le projet parfait et m'ont permis de réaliser mon rêve. Merci de votre confiance, de votre patience et de votre humanité. Je n'aurais jamais pu espérer trouver de meilleurs superviseurs que vous deux.

Merci à tous les étudiants qui ont été impliqués dans ce projet avec moi et qui ont contribué à en faire une réussite : Vincent Dumoulin, Arnaud Carignan-Dugas, Roxane Barnabé et Anne Boucher. Ce fût un plaisir de travailler en votre compagnie.

Je tiens également à remercier nos proches collaborateurs, en particulier Gérard Thuillier et Stella Melo, pour leur intérêt constant envers mes progrès, pour leurs conseils et pour les nombreuses discussions qui ont mené à plusieurs améliorations de nos modèles. Merci également à ceux qui ont contribué de plus loin : Jerry Harder, Will Ball, Gaël Cessateur, Sami Solanki, Micha Schoell et leur comité d'inquisition de MOCAS-SIM.

Le groupe d'astrophysique de l'Université de Montréal n'a peut-être pas participé directement à mon projet de recherche, mais tous m'ont énormément appris et m'ont aidée à mériter éventuellement le titre d'astrophysicienne. Mes collègues étudiants se doivent en particulier de voir leur nom apparaître ici : Lison Malo, Marie-Eve Naud, Marie-Michèle Limoges, Marilyn Latour, Amélie Simon, Corinne Simard, Patrice Beaudoin, Alexandre Lemerle, Dorian Pirot, Kim Thibault, Jean-François Cossette, François-René Lachapelle, Simon Coudé. Mon bref passage à McGill aura aussi été des plus instructifs et je serai toujours reconnaissante pour l'accueil chaleureux que j'y ai reçu. Merci à Mathieu Plante et Amélie Bouchat en particulier.

Rien de tout cela n'aura été possible si je n'avais été propulsée par mes parents Jean-Guy Bolduc et Marie-Claude Poulin, qui ont toujours cru que l'éducation était le cadeau le plus important à donner à leurs enfants. Leur soutien et leurs encouragements constants au cours des 27 dernières années ont autant contribué à cette thèse que tous les efforts que j'ai pu y mettre. Je n'y serais jamais arrivée sans vous ! Je dois aussi remercier les autres membres de ma famille pour leur présence et affection constantes,

en particulier Gabrielle Bolduc et Jean-François Desjardins, Lucienne Lessard, Hélène Lachance, Renée Bolduc et Renaud Bernard, Chantal Gagnon et Denis Lapensée.

Finalement, je remercie Pierre-Luc Lévesque, qui m'a côtoyée jour après jour dans cette belle aventure et a vécu avec moi les succès et les moments plus difficiles. Pouvoir compter sur mon coéquipier infallible autant sur les points de vue scientifiques que dans toutes les autres sphères de ma vie aura été l'aide la plus précieuse.

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1 Mise en situation

La recherche sur la variabilité solaire et son influence sur l'atmosphère terrestre s'inscrit naturellement dans le contexte des changements climatiques actuels. Ces connaissances sont essentielles afin de distinguer la contribution des causes d'origine naturelle de celles provenant de l'être humain. Il est généralement admis que les influences anthropogéniques sont la cause du réchauffement planétaire du XX^e siècle (Forster et al., 2007, Solanki et al., 2013), mais il est fort possible que des changements passés aient été amenés par une variation du niveau d'activité solaire. Bien que ce sujet soit d'actualité, l'intérêt qui lui est porté remonte à une époque durant laquelle il était quasi impensable que l'être humain puisse affecter la planète à grande échelle.

En effet, en 1801, l'astronome John Herschel publia un article détaillant ses observations du Soleil, de la variabilité des structures visibles à sa surface, ainsi que ses suppositions quant à l'influence possible de ces changements sur la surface de la Terre (Herschel, 1801). À l'aide d'une image du disque solaire projetée sur une surface blanche, il a noté la présence et l'évolution des structures aujourd'hui connues comme étant une manifestation du champ magnétique de surface. Par exemple, il avait remarqué la présence de structures brillantes à la périphérie des taches solaires, qui sont aujourd'hui appelées plages ou facules. Il est maintenant bien connu qu'elles sont des structures magnétiques de diamètre inférieur aux taches qui permettent de sonder les couches plus chaudes de l'atmosphère solaire, ce qui leur donne leur apparence plus brillante que la photosphère inactive.

La Figure 1.1 montre une image en lumière visible obtenue avec l'instrument *Michelson Doppler Imager* (MDI) sur le satellite *Solar and Heliospheric Observatory* (SOHO). On y distingue clairement les taches sombres ainsi que les facules, dont le contraste augmente près du limbe. Leur présence à la surface du Soleil suit à peu près l'évolution

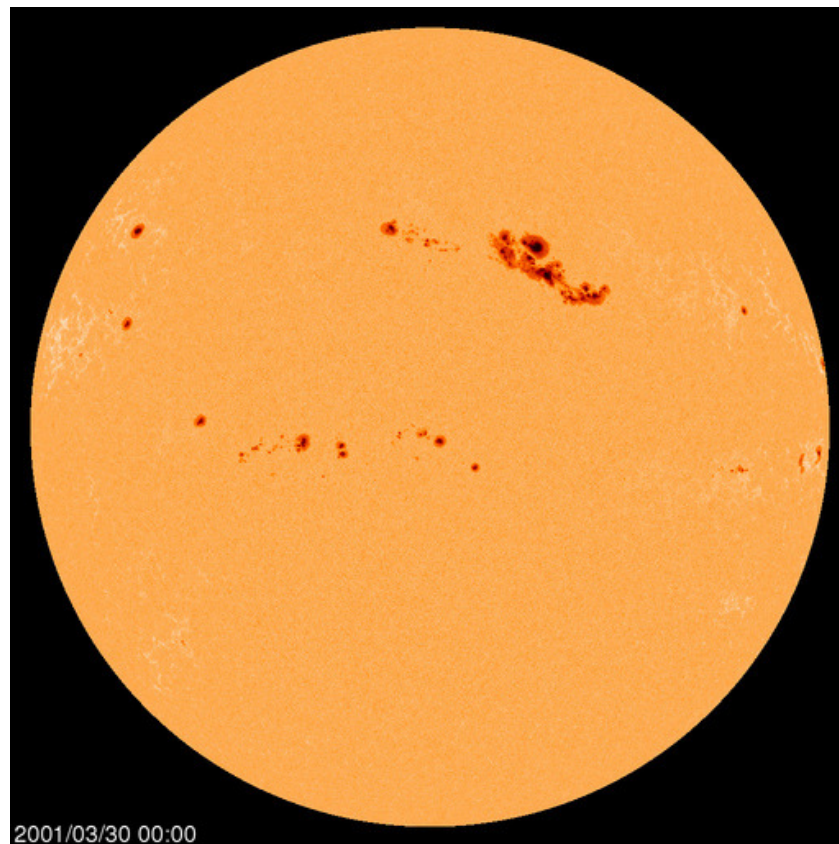


Figure 1.1 – Image en lumière visible prise le 30 mars 2001 par le *Michelson Doppler Imager* (MDI) sur le *Solar and Heliospheric Observatory* (SOHO). Les taches sombres sont évidentes peu importe leur position sur le disque, tandis que les facules sont plus facilement distinguées près des bords. Image tirée de <http://sohowww.nascom.nasa.gov/>.

du cycle de 11 ans et leur brillance parvient à surcompenser l'assombrissement causé par les taches. La Figure 1.2 compare l'aire totale occupée par les taches et des mesures modernes de la luminosité du Soleil. Il est évident que ces deux quantités varient en phase, donc que les facules permettent effectivement d'annuler l'effet des taches et de rendre le Soleil plus brillant. Hershel était lui-même arrivé à cette conclusion, sans même pouvoir mesurer cette faible variabilité. Se basant sur l'hypothèse de la variation de l'irradiance solaire, il a proposé que le climat terrestre subisse des changements suivant son cycle. Les mesures quantitatives permettant de suivre l'évolution climatique terrestre étant extrêmement rares à l'époque, Herschel se basa sur un indicateur qui avait

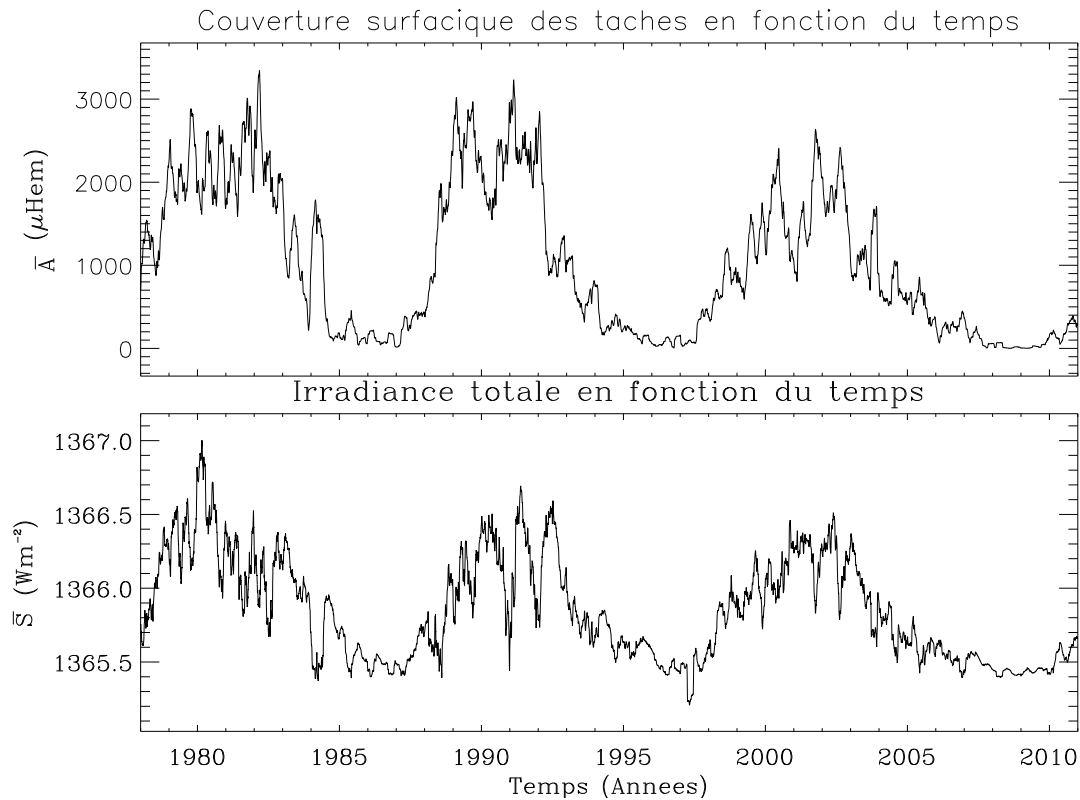


Figure 1.2 – Le panneau du haut montre l’aire totale occupée par les taches solaires en fonction du temps ; celui du bas montre l’irradiance totale mesurée pour la même période. Les deux quantités varient visiblement en phase. Les aires des taches sont extraites des données compilées par D. Hathaway disponibles au <http://solarscience.msfc.nasa.gov/greenwch.shtml>. Les données de l’irradiance totale proviennent du composite du PMOD (*Physikalisch Meteorologisches Observatorium Davos*), qui est un assemblage des différentes séquences temporelles obtenues par une multitude d’instruments, ramenées à un niveau de base commun et corrigées de façon relativement complexe. Il est disponible au <http://www.pmodwrc.ch/pmod.php?topic=tsi/composite/SolarConstant>.

l’avantage d’avoir été bien documenté au cours des années précédentes : le prix du blé. En théorie, et il admit lui-même les limites de ses suppositions, le prix du blé aurait dû être inversement proportionnel au nombre de taches solaires. En effet, l’augmentation de l’irradiance due à la présence de facules apporterait des saisons plus clémentes sur Terre, durant lesquelles les récoltes seraient plus abondantes, ce qui aurait fait baisser le prix du blé. Bien que cet indicateur soit influencé par plusieurs facteurs externes et qu’il ne

soit, en réalité, que très vaguement représentatif du climat sur Terre, il semble bel et bien montrer certaines variations corrélées à l'activité solaire. Par exemple, le minimum de Maunder, une période durant laquelle presque aucune tache n'a été observée entre 1645 et 1715, constitue un bon exemple d'interruption du cycle de taches solaires. Simultanément, sur Terre, l'Europe entrait dans la partie la plus profonde du «petit âge glaciaire» (Eddy, 1976). Cela est illustré sur la Figure 1.3 (Charbonneau, 2015) qui montre des traceurs d'activité solaire pour les derniers 1200 ans ainsi que diverses reconstructions de la déviation par rapport à la température moyenne de l'hémisphère Nord. Cela semble indiquer que le Soleil a eu un important rôle à jouer sur le climat terrestre, mais il est difficile de le démontrer de façon quantitative. En effet, il est aujourd'hui bien connu que les conditions climatiques locales et à grande échelle sont influencées par d'autres phénomènes tels que le volcanisme et les patrons naturels d'oscillations, comme El Niño/La Niña, et que l'hypothèse d'Herschel, bien qu'élégante, est trop simple. Toutefois, certains phénomènes atmosphériques ou océaniques peuvent être eux-mêmes modifiés en raison du niveau d'activité solaire. Leur couplage et leur interaction avec le reste de l'atmosphère peuvent ainsi occasionner des changements observables (Gray et al., 2010). Ces phénomènes sont toutefois beaucoup plus subtils que ne l'avait supposé Herschel. Il reste toujours à comprendre exactement de quelle façon ces altérations interagissent entre elles et affectent notre climat.

Les phénomènes permettant d'expliquer la façon dont le Soleil influence l'atmosphère terrestre peuvent être divisés en deux catégories, toutes deux ayant pour origine le cycle magnétique de notre étoile. En premier lieu, il a déjà été suggéré qu'une modulation du flux de rayons cosmiques galactiques par le champ magnétique héliosphérique influencerait la formation des nuages, modifiant ainsi l'albédo terrestre (Svensmark, 1998, Svensmark et Friis-Christensen, 1997). Les corrélations entre le cycle solaire de 11 ans et la couverture nuageuse présentées dans la littérature sont toutefois sérieusement remises en question, bien qu'il soit possible que des effets à plus long terme soient présents (Scherer et al., 2006). Il est également nécessaire de mentionner que les particules chargées entrant dans l'atmosphère, que ce soient des rayons cosmiques ou des particules provenant du Soleil, pourraient altérer l'état d'ionisation de la haute atmosphère et mo-

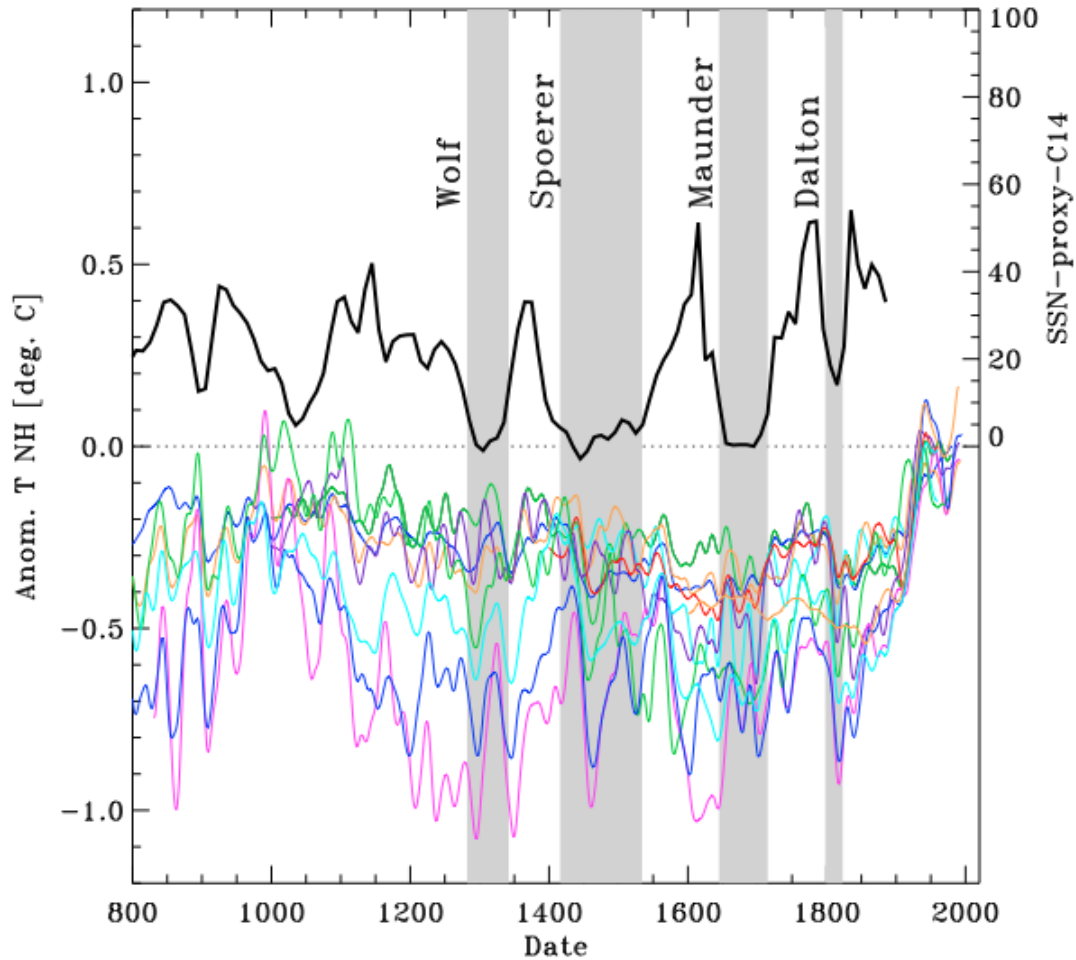


Figure 1.3 – Le panneau du haut montre un assemblage d’indicateurs d’activité solaire, soit le nombre de taches solaires et l’abondance du carbone 14. Les grands minima d’activité sont indiqués par les zones ombrées. Le panneau du bas présente plusieurs reconstructions de la déviation par rapport à la moyenne de la température dans l’hémisphère Nord. La période du «petit âge glaciaire» est ainsi surnommée à cause des températures anormalement froides en Europe de l’Ouest et dans l’Est Amérique, mais durant laquelle les températures étaient plus élevées que la moyenne au Groenland et en Asie centrale (Solanki et al., 2013). Les effets locaux sont donc plus difficile à discerner sur cette moyenne sur tout l’hémisphère Nord, mais la tendance à la baisse est quand même visible durant le minimum de Maunder. Tirée de Charbonneau (2015).

difier les réactions chimiques s’y produisant (Semenuk et al., 2011).

Le second effet implique directement l’énergie lumineuse émise par le Soleil. L’irra-

diance solaire est définie comme l'énergie radiative par unité de temps reçue au dessus de l'atmosphère terrestre par unité de surface. Cette quantité peut être exprimée pour une longueur d'onde donnée ou être intégrée sur tout le spectre électromagnétique ; on parle alors respectivement d'irradiance spectrale ou d'irradiance totale. Tel qu'expliqué précédemment, l'irradiance totale et spectrale (du moins aux longueurs d'ondes correspondant à l'ultraviolet) varient en phase avec le cycle de taches solaires de 11 ans puisque la présence des facules le rend plus brillant. La variabilité solaire en fonction de la longueur d'onde dans l'ultraviolet est illustrée sur la Figure 1.4. Celle-ci démontre

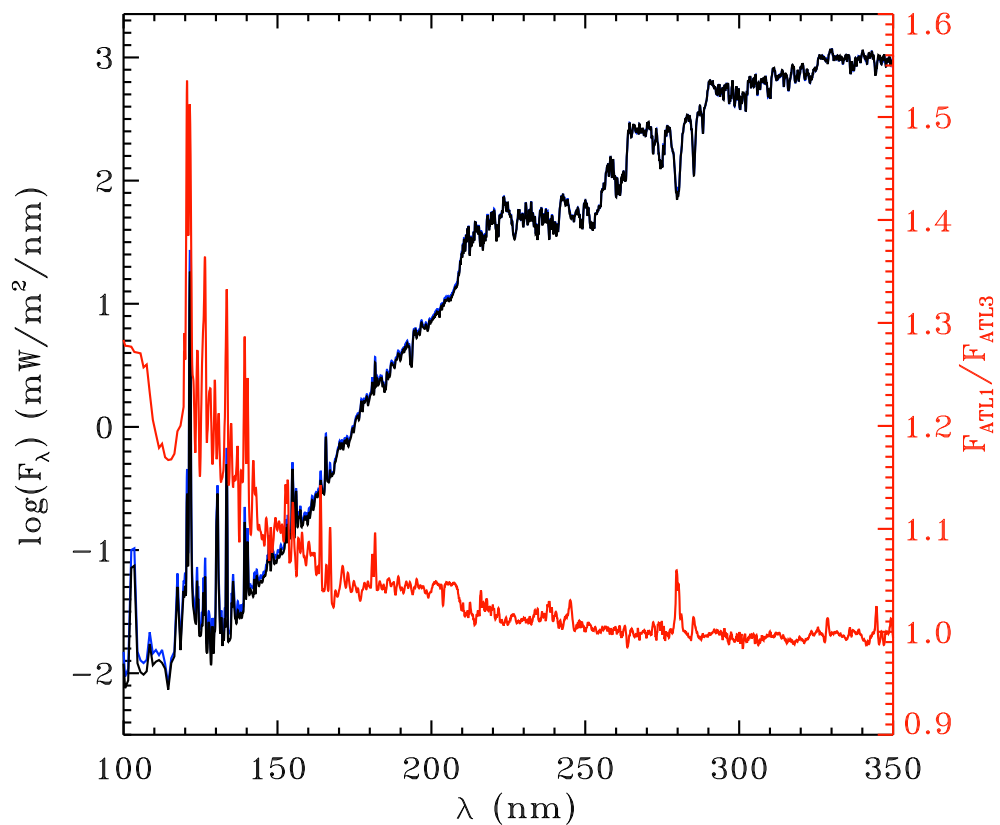


Figure 1.4 – Le spectre solaire observé à deux moments différents : le 11 novembre 1994, près du minimum d'activité (en noir), et le 29 mars 1992, près du maximum (en bleu), par l'instrument SOLSPEC (Thuillier et al., 1997, 2003b). Les données ont été gracieusement fournies par G. Thuillier. Le rapport entre les spectres (maximum sur minimum) est tracé en rouge et correspond à l'axe de droite.

que l'irradiance spectrale varie de 1 à 50 % dans l'intervalle entre $\lambda \sim 250$ nm et la raie Lyman α à $\lambda = 120.5$ nm. Bien que la partie ultraviolette du spectre ne contribue qu'à 1% de l'irradiance totale, elle est responsable de $\sim 14\%$ de sa variabilité (Lean, 1991, Solanki et Unruh, 1998). Les variations de l'éclairement solaire dans l'ultraviolet ont un impact bien connu sur la chimie stratosphérique, particulièrement en lien avec l'ozone. Cette molécule est produite et détruite principalement au cours d'un cycle de réactions photochimiques impliquant les photons du Soleil à des longueurs d'ondes inférieures à 240 nm et 310 nm respectivement. Les détails de ce cycle ainsi que les autres réactions chimiques importantes dans la stratosphère sont détaillées dans la Section 1.4. L'augmentation de l'irradiance dans l'ultraviolet a pour effet général de stimuler la production d'ozone, et par la même occasion, d'augmenter la température. Ceci affecte entre autres les patrons de circulation dans la stratosphère et la propagation des ondes de gravité provenant de la troposphère, ce qui pourrait possiblement avoir un impact sur le climat à la surface (Gray et al., 2010). L'influence de la variation de l'irradiance totale est, quant à elle, beaucoup moins facile à identifier. Son amplitude, d'environ 0.1%, occasionne un changement de température direct d'à peine 0.1 K sur Terre, ce qui est beaucoup trop faible pour avoir un impact global. Or, les variations à long terme du niveau de base de l'irradiance totale pourraient avoir influencé la température terrestre moyenne dans le passé. Par ailleurs, à court terme, les effets locaux sont plus susceptibles d'être significatifs. Par exemple, dans les régions sub-tropicales recevant plus d'énergie, l'évaporation de l'eau des océans serait plus importante. Puisque l'air humide s'élève et que la vapeur d'eau se condense, cela augmenterait les précipitations localement (Solanki et al., 2013).

Il est généralement admis que la variation de l'irradiance est le principal moteur de l'influence du Soleil sur le climat, avec possiblement les particules chargées (comme les rayons cosmiques) dont l'effet est encore mal connu (Gray et al., 2010). Afin de déterminer de façon précise quel est l'impact de la variation de l'irradiance sur notre atmosphère, il est tout d'abord nécessaire de mesurer cette quantité avec précision. La Section 1.2 décrit l'ensemble des mesures de l'irradiance totale et spectrale dans l'ultraviolet ainsi que les problèmes inhérents à l'observation continue d'un astre aussi lumineux.

Les observations continues ne couvrant que les trois derniers cycles solaires environ,

elles sont insuffisantes pour être utilisées dans les simulations climatiques à long terme. C'est pourquoi plusieurs modèles ont été développés afin de reconstruire l'irradiance totale et spectrale et leurs variations dans le passé en se basant sur divers indicateurs d'activité solaire. La Section 1.3 présente les principales méthodes utilisées et les reconstructions produites.

Par la suite, du point de vue terrestre, l'impact le plus marqué de la variabilité solaire sur l'atmosphère se trouve au niveau de la stratosphère et ces effets sont les candidats favoris pour expliquer la relation entre l'activité solaire et le climat. La Section 1.4 énonce donc les réactions chimiques de base ayant lieu dans la stratosphère et qui dépendent directement ou indirectement du spectre solaire.

Enfin, la Section 1.5 introduit les articles produits au cours de ce projet de recherche et la section suivante détaille ma contribution à chacun d'entre eux.

1.2 Observations de l'irradiance totale et spectrale dans l'ultraviolet

Les premières mesures de la constante solaire ont été effectuées au sol au début du XIX^e siècle indépendamment par deux astronomes, Claude Pouillet et John Herschel (Charbonneau, 2008). Tous deux utilisaient un dispositif permettant de chauffer une masse d'eau donnée en l'exposant au Soleil. Le changement de température permettait d'estimer l'énergie absorbée puisque la capacité thermique de l'eau était connue. À cause de la présence de l'atmosphère, ces mesures étaient environ deux fois inférieures à la valeur moderne de $1360.8 \pm 0.5 \text{ W/m}^2$. Sa variabilité n'a pu être détectée qu'à l'aide d'instruments à bord de satellites puisque l'absorption atmosphérique rend impossible sa mesure exacte au sol, même avec des instruments plus sophistiqués. Il en va de même pour l'irradiance dans la partie ultraviolette du spectre puisque ces photons sont principalement absorbés par l'ozone de la stratosphère.

1.2.1 Irradiance totale

Plusieurs missions ont permis de mesurer l'irradiance solaire totale sur des périodes temporelles plus ou moins étendues depuis 1978 ; la plupart des données obtenues sont

illustrées sur la Figure 1.5. La variation temporelle sur le cycle de 11 ans est bien visible dans tous les cas, ce qui nécessite une excellente précision à long terme et une connaissance de la dégradation des détecteurs et de l'optique, nécessaires à la correction pour la perte de sensibilité des instruments. De plus, le niveau absolu mesuré par chacun d'entre eux varie de façon significative : l'écart peut aller jusqu'à près de 10 W/m^2 . Chaque instrument est étalonné très précisément et devrait, en principe, être en mesure de fournir la valeur absolue de l'irradiance solaire. La dispersion dans les divers niveaux obtenus démontre que des lacunes persistent dans la conception des instruments ou dans le traitement des données. Or, il a récemment été démontré que de la lumière réfractée et diffusée pouvait être à l'origine de mesures trop élevées et que les mesures obtenues par les instruments TIM/SORCE (*Total Irradiance Monitor/Solar Radiation and Climate experiment*), ACRIM 3 (*Active Cavity Radiometer Irradiance Monitor*) et SOVAP (*Solar VARIability Picard*), décrits dans les prochains paragraphes, seraient plus près de la réalité que leurs prédécesseurs (Kopp et Lean, 2011).

Les toutes premières mesures de l'irradiance totale en orbite ont été prises par le radiomètre *Hickey-Frieden* (HF) faisant partie de l'expérience *Earth Radiation Budget* (ERB) sur le satellite NIMBUS-7 de la NASA entre 1978 et 1991, dont la stabilité à long terme est évaluée à 0.03% (Hoyt et al., 1992).

Peu après, plusieurs versions des instruments ACRIM ont fait partie de la charge utile des satellites SMM (*Solar Maximum Mission*), UARS (*Upper Atmosphere Research Satellite*), et ACRIMSAT (*Active Cavity Radiometer Irradiance Monitor SATellite*) ainsi que de la charge utile de SpaceLab1 sur la navette Columbia et d'ATLAS (*Atmospheric Laboratory of Applications and Science*) en 1992 (Willson, 1997, 2014, Willson et Hudson, 1991). Leurs données couvrent presque entièrement la période de 1978 à 2014, à l'exception d'un intervalle entre le milieu de 1989 et la fin de 1991. L'étalonnage de l'instrument est effectué grâce à la triple redondance des détecteurs et l'incertitude à long terme est évaluée à moins de 50 parties par million (ppm) pour la mission de ACRIM1 d'une durée de 9.5 ans, de même que pour ACRIM2 sur UARS pendant ses 10 ans d'opérations (Willson et Mordvinov, 2003), et à moins de 5 ppm par année pour ACRIM3 sur ACRIMSAT (Willson, 2014).

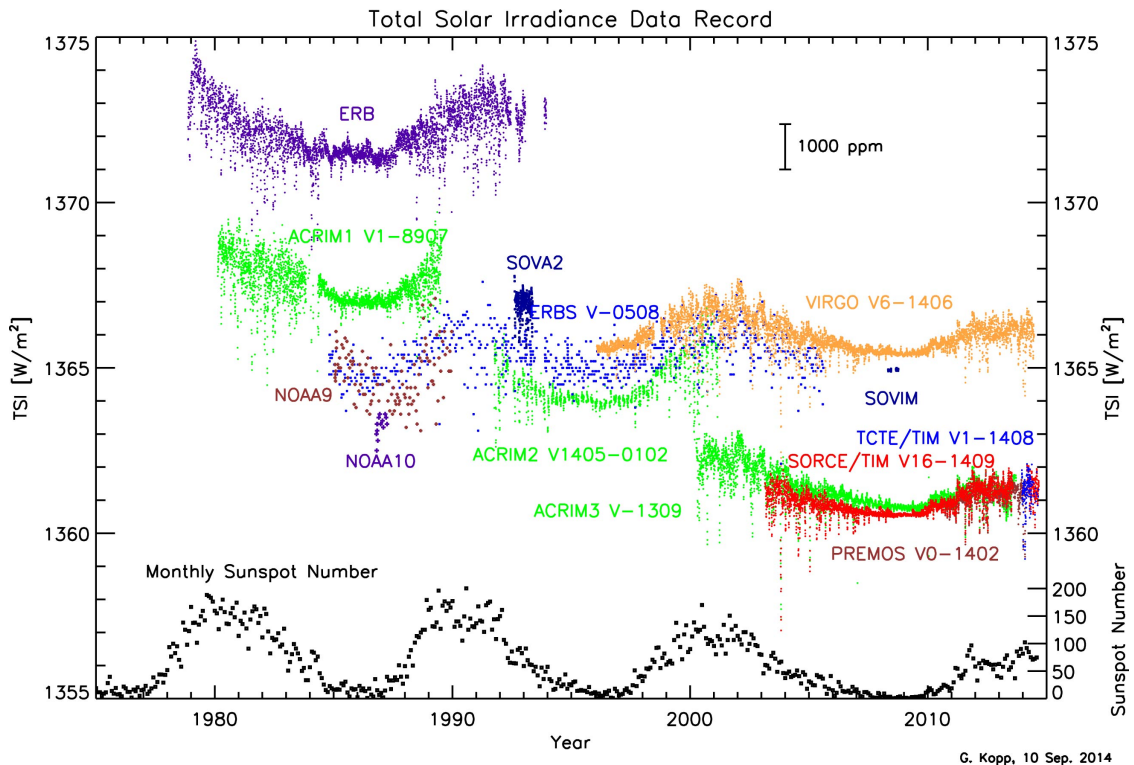


Figure 1.5 – Observations de l’irradiance totale par les principaux instruments entre 1978 et 2013. Figure tirée de <http://spot.colorado.edu/~koppg/TSI/>.

Par la suite, le satellite *Earth Radiation Budget Satellite* incluant l’*Earth Radiation Budget Experiment* (ERBS/ERBE) a poursuivi les mesures de 1984 à 2003 et montre une précision de 0.02% (Lee et al., 1995).

Les instruments PM06-V et DIARAD (*Differential Irradiance Absolute Radiometer*) de l’expérience VIRGO (*Variability of solar IRradiance and Gravity Oscillations*) à bord du satellite SOHO (*Solar and Heliospheric Observatory*) mesurent l’irradiance totale depuis 1996 et sont toujours actifs (Fröhlich et al., 1995). L’incertitude sur les mesures de ces radiomètres peut être estimée par l’écart-type de la pente du rapport entre leurs mesures et est évaluée à 0.57 ppm par année (Fröhlich, C., 2003). L’équipe de VIRGO justifie cette valeur très faible par la très bonne connaissance des tendances à long terme et des conditions d’observations des deux détecteurs indépendants, et reflète, selon eux, la stabilité de la plateforme VIRGO.

Plus récemment, en 2003, le satellite *Solar Radiation and Climate Experiment* (SORCE)

a été mis en orbite avec ses instruments destinés à la mesure de l'irradiance totale et spectrale. Le radiomètre TIM, pour *Total Irradiance Monitor*, est utilisé dans le premier cas. Son incertitude à long terme est estimée à 10 ppm par année (Kopp et al., 2005) et ses données s'étendent jusqu'en 2014. Tel que mentionné précédemment, l'irradiance mesurée par TIM est inférieure à celle des instruments antérieurs de 4-5 W/m². Cette valeur est considérée correcte ; la surestimation de la valeur précédente est attribuée à l'absence de correction pour la lumière diffuse ou réfractée (Kopp et Lean, 2011).

Enfin, le satellite PICARD (nommé en l'honneur du physicien français Jean Picard) est entré en fonction en 2010 et son instrument SOVAP (*SOLar VARIability Picard*) effectue des mesures de l'irradiance totale. Ce dernier indique une valeur de 1362.1 ± 2.4 W/m² (Meftah et al., 2014), ce qui est en accord avec les résultats de TIM/SORCE. L'instrument PREMOS (*PREcision MONitor Sensor*) mesure également l'irradiance totale, en plus de l'irradiance spectrale. Seulement ces données sont illustrées sur la Figure 1.5.

En somme, ces résultats récents suggèrent que la conception traditionnelle des radiomètres est à revoir et ont inspiré la conception d'une nouvelle génération de détecteurs, tels que l'instrument CLARA (*Compact Lightweight Absolute RAdiometer*) et le *Cryogenic Solar Absolute Radiometer* (CSAR) développés au *Physikalisch Meteorologisches Observatorium Davos* (PMOD). Finalement, une nouvelle version de TIM faisant partie de l'expérience TSIS (*Total and Spectral Solar Irradaince Sensor*) sera utilisée à partir de 2016 à bord du satellite *Joint Polar Satellite System* (JPSS).

1.2.2 Irradiance spectrale dans l'ultraviolet

Les premières mesures du spectre solaire dans l'ultraviolet ont été acquises à partir de 1946. Puisqu'elles ne pouvaient être effectuées au sol à cause de l'absorption des photons de longueur d'onde inférieure à 300 nm par l'ozone stratosphérique, il a fallu attendre l'utilisation des fusées V2 allemandes, saisies par les américains après la guerre. D'autres mesures ont été effectuées par des ballons-sondes de façon ponctuelle à partir des années 1970, mais n'ont pas permis d'établir la variabilité spectrale étant donnée leur grande incertitude (Fröhlich, C. et Brusa, 1981). Les observations en continu ont été

ensuite assurées par une multitude de satellites à partir du début des années 1980.

L'un des premiers satellites ayant permis l'observation du Soleil dans l'ultraviolet, le *Solar Mesosphere Explorer*, a été conçu afin d'obtenir des informations sur les processus qui contribuent à la formation et à la destruction de l'ozone dans la mésosphère terrestre. Il a été fonctionnel entre 1981 et 1989 et a fourni des données sur l'irradiance entre 120 et 305 nm (Domingo et al., 2009, London et al., 1984).

Par la suite, plusieurs versions des instruments SBUV et SBUV-2 (*Solar Backscattered Ultraviolet system / Version 2*) décrites dans DeLand et Cebula (1998), conçus pour évaluer la concentration d'ozone stratosphérique, ont mesuré l'irradiance spectrale solaire dans l'ultraviolet. La seconde version de l'instrument, incluse sur le satellite NOAA 11, a effectué des mesures quotidiennes entre 160 et 405 nm pour la période allant de février 1989 à octobre 1994. La correction pour les changements à long terme de la sensibilité des instruments a été effectuée grâce à un système d'étalonnage à bord ainsi que par la comparaison avec les données acquises par une copie de l'instrument à bord de navettes spatiales. La précision sur les mesures à long terme est évaluée à 0.9–2.3 % selon la longueur d'onde (Cebula et DeLand, 1998).

Lancé en 1991 et retiré en 2005, le satellite UARS possédait deux instruments observant l'irradiance spectrale dans l'ultraviolet moyen et rapproché : le *SOLar and STellar Irradiance Comparison Experiment* (SOLSTICE), couvrant l'intervalle de 115 à 425 nm (Rottman et al., 2001) et le *Solar Ultraviolet Spectral Irradiance Monitor*, SUSIM, couvrant l'intervalle de 115 à 410 nm (Floyd et al., 2002). Leurs données sont disponibles sous forme de composite avec une résolution spectrale de 1 nm. Les corrections appliquées pour compenser la dégradation des détecteurs diffèrent pour chaque instrument. Dans le cas de SOLSTICE, des étoiles de type B et A ont été observées à intervalles réguliers. Puisqu'elles sont théoriquement très stables, la variation de leur flux tel qu'observé a servi à évaluer la perte de sensibilité du détecteur et les changements dans l'optique de l'instrument. Pour SUSIM, deux canaux ont été utilisés. L'un fonctionnait continuellement et l'autre était activé à tous les six mois, et la différence entre leurs mesures a permis de quantifier la dégradation de l'instrument. L'incertitude à long terme se situe au maximum à 1% et 2% pour SOLSTICE et SIM respectivement.

L'instrument SOLSPEC, pour *SOLar SPECTrum*, est un spectromètre destiné à la mesure de l'irradiance solaire spectrale dans l'ultraviolet, le visible et l'infrarouge. Il a été utilisé à bord de navettes spatiales pour les missions ATLAS (*Atmospheric Laboratory for Applications and Science*) 1, 2 et 3 (Thuillier et al., 2003a), qui incluaient également le SSBUV (*Shuttle Solar Backscatter Ultraviolet*, similaire à SBUV/2) et SUSIM (une version antérieure à celle à bord de UARS). Leurs données ont permis de produire des spectres en ultraviolet à différents moments du cycle solaire. Depuis 2008, une nouvelle version de SOLSPEC fait partie de la charge SOLAR sur la Station Spatiale Internationale. Son orbite permet l'observation de l'irradiance solaire entre 65 et 3080 nm pour une période continue d'environ deux semaines par mois (Thuillier et al., 2009). Plus récemment, l'irradiance spectrale a pu être observée en continu pendant un mois, couvrant ainsi une rotation solaire complète (Thuillier et al., 2014). Le passage des régions actives d'un bout à l'autre du disque solaire module l'irradiance et cette variation a pu être comparée avec divers modèles (incluant le modèle MOCASSIM développé à l'Université de Montréal, voir la Section 1.3.2.3) et d'autres observations. Cela a servi à analyser en détail la dépendance spectrale de la contribution des régions actives ainsi que leur contraste en fonction de leur position sur le disque.

L'expérience *Global Ozone Monitoring Experiment* (GOME), en opération de 1995 à 2003, a pris des mesures de l'irradiance solaire entre 240 et 790 nm à des fins de mise au point de ses instruments de surveillance de l'ozone (Weber et al., 1998).

Le *Sun PhotoMeter* (SPM) de l'expérience VIRGO, faisant partie du satellite SOHO, observe l'irradiance solaire dans trois bandes spectrales de 5 nm de largeur centrées à 402, 500 et 862 nm depuis la fin de 1995 (Fröhlich et al., 1997). Un double de l'instrument, utilisé occasionnellement, permet d'étalonner les données et de compenser pour la perte de sensibilité des détecteurs (Fröhlich et al., 1995). La précision sur les mesures est insuffisante pour mesurer la variabilité à long terme avec cet instrument (Fröhlich, 2004).

La mission TIMED (*Thermosphere Ionosphere Mesosphere Energetics Dynamics*), en orbite depuis 2001, inclut un instrument sensible entre 0.1 et 194 nm, SEE (*Solar EUV Experiment*). Il contient un spectrographe, soit le EGS, pour l'UV lointain et un

photomètre, le XPS, pour l'UV extrême et les rayons X. Le premier couvre la bande spectrale de 25 à 200 nm, tandis que le second couvre la région de 1 à 34 nm en plus de celle où l'on retrouve la raie Lyman alpha, entre 121-122 nm (Domingo et al., 2009, Woods et al., 2005).

Le satellite ENVISAT (*Environment Satellite*), lancé en 2002, inclut l'instrument SCIAMACHY (*SCanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric CHartographY*) qui comporte une composante destinée à mesurer l'irradiance solaire entre 240 et 2380 nm (Skupin et al., 2005).

Le satellite SORCE, en plus de mesurer l'irradiance totale avec TIM, observe également l'irradiance spectrale avec ses instruments SIM (*Solar Irradiance Monitor*) et SOLSTICE, une copie de son homonyme sur UARS. Les intervalles spectraux couverts sont respectivement 220–1630 nm et 115–320 nm. L'instrument SIM est accompagné d'un double qui effectue des mesures une fois par mois et qui permet de corriger les données. La précision à long terme obtenue grâce à cette correction ainsi qu'avec la caractérisation au sol est de 0.1 % (Harder et al., 2010). SOLSTICE observe quant à lui des étoiles de type B et A, comme son jumeau sur UARS, afin d'évaluer la dégradation du détecteur et de l'optique. Sa précision à long terme est de 0.5 % (Snow et al., 2012). Les données de SORCE font l'objet d'une controverse puisque la variabilité mesurée par SIM et SOLSTICE est de 6 à 8 fois supérieure à celle prédite par le modèle de Lean (2000b), tel que montré par la Figure 1.6 tirée de Haigh et al. (2010). De plus, une variabilité négative est obtenue dans le visible, ce qui permet de compenser la variabilité plus grande dans l'UV et d'obtenir une variabilité standard dans l'irradiance totale. Malgré leur désaccord avec les modèles standard de l'irradiance spectrale (Ball et al., 2011), ces données semblent être appuyées par des preuves indirectes (voir la Section 1.4.3).

Finalement, le satellite PICARD possède également un instrument ayant pour but de mesurer l'irradiance spectrale de l'UV lointain à l'infrarouge, PREMOS (*PREcision MOnitor Sensor*). Ce dernier possède quatre canaux, dont deux en ultraviolet, centrés à 215, 268, 535 et 782 nm. Trois radiomètres identiques sont utilisés en alternance afin d'évaluer leur dégradation (Thuillier et al., 2003b).

Le prochain instrument dédié à l'observation de l'irradiance spectrale fera partie de

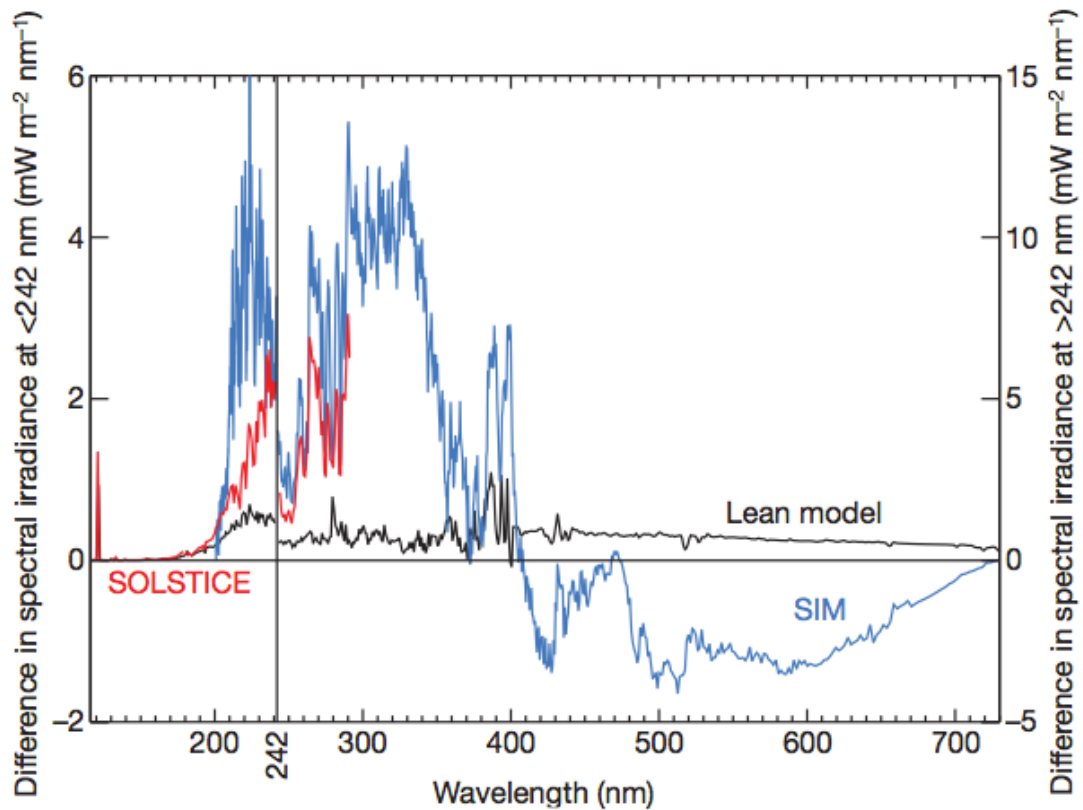


Figure 1.6 – Comparaison de la variabilité spectrale entre novembre 2007 et avril 2004, telle que mesurée par les deux instruments de SORCE, SOLSTICE en rouge et SIM en bleu, et telle que prédite par le modèle de Lean (2000b), en noir. Tirée de Haigh et al. (2010).

TSIS et sera une nouvelle version de SIM, qui a fait ses preuves sur UARS et SORCE.

1.3 Modélisation de l'irradiance totale et spectrale dans l'ultraviolet

La section précédente a présenté les mesures de l'irradiance solaire totale et spectrale, qui couvrent environ les trente dernières années, soit à peu près trois cycles d'activité. Il est nécessaire de produire des modèles pour la reconstruction de l'irradiance si l'on souhaite avoir une estimation de sa valeur pour des périodes plus lointaines. Par exemple, ces reconstructions pourraient être utilisées dans des modèles climatiques dans le but de vérifier si l'interruption du cycle de taches durant le minimum de Maunder pourrait être reliée à la diminution de température dans l'hémisphère Nord.

La plupart des modèles d'irradiance solaire s'appuient sur l'hypothèse que les variations de l'émissivité radiative sont causées par la présence de diverses structures magnétiques à la surface du Soleil. Les taches sombres contribuent à diminuer l'irradiance, tandis que les facules et le réseau magnétique contribuent à l'augmenter. Leur effet dépasse celui des taches, ce qui implique que l'irradiance varie en phase avec le nombre de taches solaires. Cet effet est encore plus marqué dans l'ultraviolet, où le contraste négatif des taches est presque négligeable, et la brillance des facules de plus en plus intense pour des longueurs d'ondes plus courtes. Le réseau magnétique, constitué des plus petites structures magnétiques discernables à la surface du Soleil, contribue également à augmenter l'irradiance dans l'ultraviolet, et semble même contribuer à la variation de l'irradiance totale (Ermolli et al., 2000, Foukal et Lean, 1988). Il est également possible qu'à long terme, l'émissivité de la photosphère non-magnétisée varie légèrement. Divers processus sont suggérés pour expliquer ce changement, par exemple une modulation du transport d'énergie par convection (Cossette et al., 2013).

Les modèles de reconstruction de l'irradiance sont nécessairement basés sur un ou plusieurs indicateurs d'activité solaire qui sont reliés à la présence de structures magnétiques de surface. Les modèles peuvent néanmoins être divisés en deux catégories. Les premiers évaluent la contribution à l'irradiance des diverses structures magnétiques de surface en calculant directement le transfert radiatif dans l'atmosphère solaire. Les seconds utilisent plutôt des étalonnages empiriques en fonction de la valeur d'un ou plusieurs indicateurs en les comparant aux observations. Les premiers, bien que plus réalistes physiquement, ont généralement plus de problèmes dans l'ultraviolet. Les causes incluent la multitude de raies superposées dans cette région du spectre, les sources d'opacité manquantes, et l'invalidité de l'approximation d'équilibre thermodynamique local (ETL). Leur utilité réside plutôt dans la compréhension des raisons purement physiques des variations de l'irradiance.

1.3.1 Reconstructions basées sur le calcul de transfert radiatif

1.3.1.1 Le *COde for Solar Irradiance*

Le *COde for Solar Irradiance* (COSI) est un modèle qui permet de résoudre l'équation de transfert radiatif et les équations pour l'équilibre statistique en mode hors-ETL en une dimension pour une symétrie sphérique (Haberreiter et al., 2008). Cette méthode est validée en comparant ses résultats en mode ETL et hors-ETL avec ceux du satellite SORCE en testant deux types d'abondance de métaux. Dans les deux cas et peu importe la métallicité utilisée, le modèle sous-estime l'irradiance dans le visible et la surestime légèrement dans l'ultraviolet. Pour corriger ce défaut lors des calculs hors-ETL, un facteur est multiplié à l'opacité du continuum entre 160 et 320 nm (Shapiro et al., 2010). Ce dernier est déterminé empiriquement en comparant les calculs aux données de SOLSTICE sur SORCE. Le spectre final s'accorde donc bien aux observations dans cette région spectrale, par construction, mais montre quelques différences à plus courtes longueurs d'ondes à cause de raies d'émissions qui sont traitées avec l'approximation ETL.

Pour les reconstructions à très long terme, soit de l'ordre du millier d'années, il est probable que la variabilité provienne principalement des changements lents dans l'émissivité de la photosphère inactive, plutôt que du cycle de 11 ans des structures magnétiques de surface. Cette partie de l'atmosphère, bien qu'elle ne montre ni tache ni facule, est malgré tout magnétisée, et le changement à long terme du magnétisme général de la surface calme du Soleil pourrait être responsable de la variation à long terme de l'irradiance (Shapiro et al., 2011). Suivant cette supposition, des reconstructions de l'irradiance totale et spectrale de la partie inactive du disque solaire sont produites avec le modèle COSI à partir de l'an 7000 avant notre ère en utilisant les données sur l'abondances du ^{10}Be et de moniteurs à neutrons pour déduire la valeur du potentiel de modulation du Soleil. Le potentiel solaire, dénoté Φ , caractérise la force du champ magnétique héliosphérique qui varie avec le cycle magnétique et qui bloque partiellement les rayons cosmiques galactiques, ce qui influence la production de radioisotopes cosmogéniques dans l'atmosphère par les réactions avec ces particules énergétiques (McCracken et al., 2004). En particulier, le ^{10}Be constitue un traceur de l'évolution du potentiel solaire et

permet donc de reconstruire l'histoire de son champ magnétique. La Figure 1.7 illustre la reconstruction utilisée par Shapiro et al. (2011).

Les auteurs font la supposition que la partie la moins active du Soleil actuel correspond au minimum absolu de l'irradiance du Soleil inactif. Ils étalonnent la différence entre l'émissivité de la photosphère non magnétisée et ce minimum absolu en fonction de leur indicateur d'activité dans le but de reconstruire sa variation dans le temps, selon l'équation

$$\frac{I_{Quiet}(\lambda, t_0) - I_{min.state}(\lambda)}{\langle IND \rangle_{22}(t_0)} = \frac{I_{Quiet}(\lambda, t) - I_{min.state}(\lambda)}{\langle IND \rangle_{22}(t)}, \quad (1.1)$$

où le facteur $I_{Quiet}(\lambda, t)$ est l'irradiance de la surface exempte de structures magnétiques comme les taches et les facules, en fonction du temps et de la longueur d'onde, $I_{min.state}(\lambda)$ est l'émissivité du Soleil où le flux magnétique émergent est à un minimum absolu, et $\langle IND \rangle_{22}(t)$ est la moyenne sur 22 ans de l'indicateur d'activité solaire choisi. Le temps t_0 est défini durant le minimum de 1996, donc l'émissivité du Soleil inactif est étalonnée à partir de cette date. Cette méthode de reconstruction amène à la conclusion que la variation de l'irradiance totale du Soleil inactif depuis le minimum de Maunder est beaucoup plus élevée que celle estimée par d'autres reconstructions, soit $6 \pm 3 \text{ W/m}^2$, tandis que la variabilité dans les bandes 175-200 nm et 200-242 nm sont respectivement de 26% et de 11%.

Les reconstructions du cycle de 11 ans sont, quant à elles, produites pour l'époque pour laquelle des données sur le nombre de groupes de taches sont disponibles, c'est-à-dire depuis 1610 (Shapiro et al., 2011). Cela est effectué par la méthode de Krivova et al. (2003), c'est-à-dire grâce à des magnétogrammes où quatre composantes sont identifiées, soit le Soleil inactif, les taches, dont l'ombre et la pénombre sont traitées séparément, et les facules. L'émissivité spectrale de ces éléments est calculée grâce au code de transfert radiatif COSI dans un modèle d'atmosphère plan parallèle ATLAS9 (Kurucz, 1992). Les facteurs de remplissage des facules et du réseau, c'est-à-dire la fraction de la surface solaire couverte par chaque type d'élément, sont déterminés grâce aux images à haute résolution, puis sont corrélés avec le nombre de taches de sorte à pouvoir les extrapoler jusqu'en 1610.

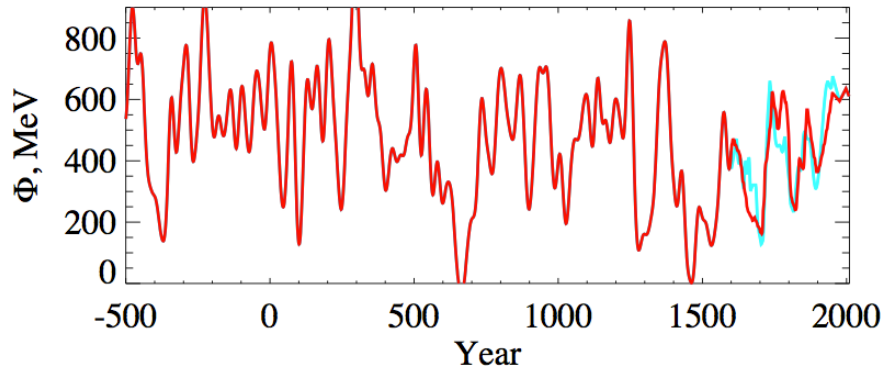


Figure 1.7 – Reconstruction du potentiel de modulation solaire basé sur l’abondance du ^{10}Be , en rouge. Adaptée de Shapiro et al. (2011).

1.3.1.2 Le modèle *Spectral And Total Irradiance REconstructions*

Le modèle présenté par Krivova et al. (2010) est utilisé pour reconstruire les variations de l’irradiance totale et spectrale à partir de 1610, englobant ainsi le minimum de Maunder. Elle se base, tout comme la méthode précédente, sur la couverture surfacique des éléments magnétiques tels que les taches sombres, les facules et le réseau actif. Leur contribution à l’émissivité radiative est ensuite calculée à partir des équations de transfert radiatif à l’équilibre thermodynamique local (ETL) par le modèle ATLAS9 cité précédemment.

Le modèle SATIRE (pour *Spectral And Total Irradiance REconstructions*) calcule l’irradiance solaire au temps t et à la longueur d’onde λ , $F(\lambda, t)$, suivant l’équation

$$F(\lambda, t) = \alpha_q(t)F_q(\lambda) + \alpha_u(t)F_u(\lambda) + \alpha_p(t)F_p(\lambda) + [\alpha_f(t) + \alpha_n(t)]F_f(\lambda), \quad (1.2)$$

où les indices q, u, p, f et n réfèrent aux différentes composantes solaires considérées, soit la photosphère non magnétisée (q, pour *quiet Sun*), l’ombre et la pénombre des taches (u, pour *umbra* et p, pour *penumbra*), les facules (f) et le réseau (n pour *network*). Les coefficients α sont les facteurs de remplissage, comme définis précédemment, et les facteurs $F(\lambda)$ le flux associé à chaque composante. Ils sont calculés avec le code de transfert radiatif mentionné ci-haut et l’on suppose que l’intensité lumineuse des facules est égale à celle du réseau, soit $F_f(\lambda) = F_n(\lambda)$.

La variation temporelle de la fraction de l'aire du disque couverte par chaque composante, soit le facteur α , détermine la variation de l'irradiance dans le temps. Dans le cas des taches, leur aire totale étant compilée depuis 1874, elle est utilisée directement. Pour les dates antérieures, le nombre de groupes de taches est connu ; l'aire qu'elles occupent est déterminée par une corrélation statistique entre leur couverture surfacique et leur nombre, calculée durant la période pour laquelle ces données sont disponibles. Le calcul des facteurs de remplissage des facules et du réseau est plus complexe. À cet effet, les auteurs utilisent un modèle d'évolution du flux magnétique photosphérique (Solanki et al., 2000) qui divise ces structures en sous-catégories : les régions actives (AR) qui sont bipolaires et subsistent pendant plusieurs semaines, et les régions éphémères (ER) qui sont plus petites et disparaissent rapidement. Une partie du flux magnétique est aussi considéré comme «ouvert» et peut être dissipé sur de courtes ou de longues échelles de temps. Le flux magnétique de chacun de ces quatre types de structure est désigné respectivement par ϕ_{act} , ϕ_{eph} , ϕ_{open}^r et ϕ_{open}^s . Ces termes sont reliés entre eux par les équations différentielles décrivant l'émergence des régions actives (AR) et éphémères (ER), ouvert, et la dissipation de toutes les catégories de flux. Les taux d'émergence des régions actives et des régions éphémères, l'information principale à fournir au modèle, sont calculés par une relation linéaire dépendant du nombre de taches, étalonnée avec les observations durant le cycle 21. Enfin, il est possible de calculer le facteur de remplissage des facules et du réseau en supposant qu'ils sont directement proportionnels au flux magnétique. Dans le cas des facules, le facteur de remplissage est relié au flux magnétique des régions actives et à celui associé aux taches, qui est calculé en multipliant le champ magnétique moyen d'une tache avec leur aire totale. Pour le réseau, le facteur de remplissage est calculé à l'aide du flux magnétique des régions éphémères et du flux ouvert.

Une fois toutes que les séquences temporelles des facteurs de remplissage sont obtenues, il est enfin possible de calculer $F(\lambda, t)$. Or, les codes de transfert radiatifs utilisés sont en approximation ETL, qui n'est pas nécessairement valide dans l'ultraviolet. Donc, pour les longueurs d'ondes comprises entre 115 et 270 nm, les auteurs ont établi une relation statistique basée sur les données de SUSIM sur UARS entre la variabilité dans

cette bande et celle entre 220 et 240 nm, pour laquelle le modèle en ETL semble bien fonctionner. Cela permet de produire des reconstructions jusqu'en 1610 sur cet intervalle problématique.

1.3.1.3 Le modèle *Solar Radiation Physical Modelling*

Le modèle SRPM (*Solar Radiation Physical Modeling*) calcule le transfert radiatif dans l'atmosphère solaire et produit des spectres entre 0.12 nm et 100 microns (Fontenla et al., 2011). Les modèles atmosphériques utilisés sont obtenus de façon semi-empirique, c'est-à-dire par ajustement aux observations. Neuf composantes distinctes sont utilisées pour décrire la surface solaire : trois d'entre elles représentent le Soleil inactif, quatre autres les éléments brillants tels que les facules, le réseau actif et les plages chromosphériques et enfin deux autres sont utilisées pour l'ombre et la pénombre des taches. Le transfert radiatif est calculé pour chacune de ces composantes, qui sont représentées par leur propre modèle d'atmosphère, pour différents angles de visée qui correspondent à diverses positions sur le disque solaire et fournissent l'information sur leur contraste centre-bord.

Tout comme le modèle COSI, SRPM surestime l'irradiance dans le continu ultraviolet dû à un manque d'opacité. Ce problème semble être assez bien résolu par rapport à la version antérieure du modèle (Fontenla et al., 2009) parce qu'un nombre inférieur d'espèces chimiques y étaient considérées. En effet, l'inclusion de l'opacité due aux interactions lié-libre et le calcul hors-ETL de 21 atomes, l'ajout des opacités de photodissociation moléculaires, en particulier l'inclusion de la molécule NH, fournissent l'opacité manquante dans le continu ultraviolet et permettent un bon accord avec les observations.

Cette procédure est utilisée pour reconstruire le spectre solaire et l'intensité bolométrique pour une grande partie du cycle 23 entre 2000 et 2009. Pour ce faire, des images obtenues à l'*Osservatorio Astronomico di Roma* avec le *Precision Solar Photometric Telescope* (PSPT) sont utilisées pour déterminer la proportion de la surface solaire occupée par chacune des neuf composantes du modèle. Cela est effectué en appliquant des critères de contraste par rapport au niveau médian d'une image dans le continu rouge (pour

les taches), et par rapport au niveau attendu en fonction du contraste centre-bord pour les éléments brillants dans les images prises dans la raie du Ca II K (Fontenla et Harder, 2005).

Les résultats démontrent que, bien que l'irradiance spectrale pour $\lambda \leq 400$ nm diminue en phase avec le cycle solaire, elle augmente aux longueurs d'ondes plus élevées, de façon similaire aux observations de SIM/SORCE.

1.3.2 Reconstructions empiriques

1.3.2.1 Le modèle *Naval Research Laboratory Solar Spectral Irradiance*

Le modèle *Naval Research Laboratory Solar Spectral Irradiance* (NRLSSI ; Lean, 2000a, Lean et al., 1997) simule la contribution des taches et des facules à l'irradiance spectrale en leur associant un indice étalonné sur des observations. Ces derniers, appelés indices photométriques des taches ou des facules, représentent la somme du contraste de tous les éléments appartenant à l'une ou l'autre catégorie présents à la surface du Soleil en fonction du temps et de la longueur d'onde.

Pour les taches, cet indice est relativement facile à obtenir expérimentalement. En effet, leur contraste dépend de plusieurs facteurs, dont leur aire et leur position sur le disque, qui sont bien contraints grâce aux observations. L'équation analytique tenant compte de ces variables peut être simplifiée de sorte que l'indice valide pour l'ultraviolet entre 200 et 400 nm ne dépende que de celui à 320 nm, nécessitant ainsi seulement un étalonnage à cette longueur d'onde, selon l'équation suivante :

$$P_S^{UV}(\lambda, t) = \frac{[C_S^{ALLEN}(\lambda) - 1]}{0.464} \times P_S^{320}(t), \quad (1.3)$$

où $C_S^{ALLEN}(\lambda)$ est la valeur du contraste des taches en fonction de la longueur d'onde publiée par Allen (1981), $P_S^{320}(t)$ est l'indice photométrique de taches à 320 nm et $P_S^{UV}(\lambda, t)$ est l'indice photométrique de taches à une longueur d'onde donnée en UV.

La création d'un indice semblable pour les facules se révèle beaucoup plus difficile puisque leur aire et leur contraste sont très difficiles à déterminer à l'aide d'observa-

tions. C'est pourquoi l'utilisation d'indices d'activité globaux, dénotés P_F^{PROX} , se doivent d'être utilisés pour le déduire. Ils incluent, entre autres, l'indice Mg II et l'indice Ca II, qui sont produits en calculant le rapport entre le flux au centre et le flux des ailes des raies du magnésium et du calcium ionisés une fois, qui sont fortement corrélés avec la couverture surfacique des facules. Ces raies sont centrées respectivement à des longueurs d'onde d'environ 280 et 393 nm.

L'une des méthodes utilisées par les auteurs pour modéliser l'irradiance est d'établir une fonction statistique combinant les indices des taches et des facules, dont les amplitudes relatives à chaque longueur d'onde sont déterminées en comparant les reconstructions aux données d'irradiance de UARS/SOLSTICE et en minimisant le carré des différences entre les deux séquences. L'irradiance à une longueur d'onde et à un moment donné s'écrit donc comme

$$F(\lambda, t) = a(\lambda) + b(\lambda)P_F^{PROX}(t) + c(\lambda)P_S^{320}(t), \quad (1.4)$$

où $a(\lambda)$, $b(\lambda)$ et $c(\lambda)$ sont les coefficients déterminant le poids relatif des indices selon la longueur d'onde, les constantes de l'équation 1.3 étant absorbées dans $c(\lambda)$.

Pour étendre ces reconstructions jusqu'au minimum de Maunder (Lean, 2000a), les indices des taches et des facules doivent être eux aussi extrapolés jusqu'à cette époque. Pour toute la période où des observations de taches solaires sont disponibles, l'indice $P_S(t)$ est calculé directement. Pour l'indice P_F^{PROX} , différents indicateurs sont utilisés en fonction de la date considérée selon la disponibilité des observations des indices Mg II ou Ca II. L'indicateur de variabilité à long terme utilisé pour extrapoler l'indice des taches et l'indice des facules est le nombre de groupes de taches visibles à la surface du Soleil. Ainsi, l'aire occupée par les taches peut être corrélée à cet indicateur, et les indices Mg II et Ca II peuvent y être reliés pendant l'époque où les données se superposent.

Ces relations statistiques sont étalonnées sur des échelles de temps de l'ordre de la rotation solaire dans le but d'éviter la contamination par la dégradation des instruments. Or, il est raisonnable de questionner la fiabilité de ces relations lorsqu'elles sont appliquées à l'extérieur de l'intervalle d'étalonnage des corrélations, par exemple à des

périodes de temps beaucoup plus longues, à des amplitudes plus élevées ou à des niveaux d'activité magnétique très bas.

1.3.2.2 Le modèle *MaGnesium – Neutron Monitor*

Un autre type de reconstruction, le modèle *MaGnesium – Neutron Monitor* (MGNM), se base sur l'indice Mg II pour reproduire les variations de l'irradiance spectrale durant l'époque où des observations de la raie en question sont disponibles, soit à partir de 1978 (Thuillier et al., 2012). Le calcul du flux monochromatique $F^{Mg}(\lambda)$ est effectué selon l'équation suivante pour l'intervalle spectral de 120 à 170 nm :

$$F^{Mg}(\lambda) = C(\lambda) + C_S(\lambda)\text{Mg II}^{(3)} + C_L(\lambda)(\text{Mg II}^{(Sol)} - \text{Mg II}^{(3)}), \quad (1.5)$$

où sont incluses une composante constante représentant le Soleil inactif, $C(\lambda)$, une composante sensible aux variations à long terme (le coefficient $C_S(\lambda)$ combiné avec l'indice $\text{Mg II}^{(3)}$, qui est une moyenne sur trois rotations solaires de l'indice original $\text{Mg II}^{(Sol)}$), et une composante à court terme, soit l'indice Mg II original auquel on a soustrait sa moyenne sur 81 jours, multipliée par un facteur dépendant de la longueur d'onde, $C_L(\lambda)$. Dans le but de produire un spectre à une date donnée, un spectre de référence est utilisé, soit ATLAS-1 ou ATLAS-3 (Thuillier et al., 2004, 2003a) (obtenus à l'aide de l'instrument SOLSPEC pendant les missions ATLAS, décrit à la Section 1.2). Le flux F_{ref}^{Mg} est calculé pour la date de référence, puis le nouveau spectre, dénoté $E_{New}^{FUV}(\lambda)$ est calculé en multipliant le premier par le rapport entre les $F^{Mg}(\lambda)$ calculés pour les deux dates :

$$E_{New}^{FUV}(\lambda) = E_{Ref}^{FUV}(\lambda)(F_{New}^{Mg}(\lambda)/F_{Ref}^{Mg}(\lambda)), \quad (1.6)$$

Pour les longueurs d'ondes entre 170 et 400 nm, le calcul implique seulement un facteur d'échelle représentant la variation de de l'irradiance solaire pour une variation de 1 % de l'indice Mg II étalonné à l'aide des observations, soit $S(\lambda)$, et s'écrit comme suit :

$$E_{New}^{MUV}(\lambda) = E_{Ref}^{MUV}(\lambda) \left[1 + S(\lambda) \left(\frac{\text{Mg II}_{New}}{\text{Mg II}_{Ref}} - 1 \right) \right], \quad (1.7)$$

L'indice Mg II n'étant pas disponible avant 1978, il est nécessaire de trouver un autre indicateur d'activité pour étendre les reconstructions plus loin dans le passé. Dans le cas présent, les données sur la modulation du potentiel solaire sont utilisées. Puisque le Be¹⁰ constitue un traceur de cette quantité et que l'indice Mg II est également un indicateur du champ magnétique solaire, l'abondance du Be¹⁰ permet de reconstruire l'indice Mg II jusqu'à l'an 7000 avant notre ère. Cela est effectué en ajustant une relation linéaire entre les valeurs de l'indicateur solaire du Mg II et le potentiel de modulation tel que déduit grâce aux données des moniteurs à neutrons durant l'époque moderne. Cette relation est ensuite utilisée pour extrapoler l'indice Mg II et ainsi reconstruire l'irradiance solaire entre 120 et 400 nm.

Plusieurs facteurs contribuent à l'incertitude sur ce modèle. En premier lieu, la relation entre l'indice Mg II et le potentiel de modulation, étalonnée sur 30 ans seulement, peut avoir changé au cours des derniers siècles ou millénaires. Par exemple, durant le récent minimum de 2009, la corrélation entre cet indice et l'irradiance totale n'est pas aussi claire que pour les cycles précédents, ce qui suggère qu'un autre mécanisme que le magnétisme de surface puisse influencer l'irradiance et qu'il n'est pas capturé par l'indice Mg II (Fröhlich, 2013).

1.3.2.3 Le *MONte CARlo Solar Spectral Irradiance Model*

Le modèle MOCASSIM (*MONte CARlo Solar Spectral Irradiance Model*) a été développé à partir d'un modèle pour l'irradiance solaire totale (Crouch et al., 2008) basé sur une simulation Monte Carlo de l'évolution des structures magnétiques à la surface du Soleil. Celle-ci utilise en entrée les données sur l'émergence des taches solaires telles qu'observées depuis 1874 pour la surface visible du Soleil ; les émergences sur la face cachée sont simulées de façon stochastique. À chaque pas de temps d'une journée, les taches ont deux fois la possibilité de subir une fragmentation. Chaque fragment est ensuite classé selon son rayon : s'il est supérieur à un certain rayon limite préalablement fixé, le fragment est considéré comme une tache ; s'il est plus petit, il est considéré comme une facule. Ces dernières se désintègrent ensuite en suivant une fonction exponentielle. Cela permet d'obtenir une distribution d'aire de taches et de facules qui

varie dans le temps ; il suffit de connaître la contribution respective de ces structures à l'irradiance totale ou spectrale pour l'ajouter à celle de la photosphère inactive et ainsi calculer la variation temporelle de l'irradiance. Cette méthode est moins précise pour reproduire les changements à court terme dû à son caractère stochastique, mais elle a l'avantage d'être basée sur un processus imitant la physique et minimisant les étalonnages statistiques qui risquent de n'être plus valides dans le passé plus lointain.

En ce qui concerne le modèle pour l'irradiance totale, la contribution de la photosphère non magnétisée est considérée comme une constante dont la valeur est libre. Elle est obtenue au cours du processus d'optimisation des paramètres ajustables. Le contraste des taches est proportionnel à leur aire et à leur position sur le disque tel que décrit dans les équations suivantes :

$$\frac{\Delta S_s}{S_Q} = \frac{1}{2} \mu A_s (3\mu + 2) \alpha_s, \quad (1.8)$$

où ΔS_s est le déficit d'irradiance causé par une tache, S_Q est l'irradiance de l'atmosphère non magnétisée, $\mu = \cos \theta \cos \phi$, θ et ϕ étant respectivement la latitude et la longitude de la tache, A_s est son aire et α_s est son contraste, qui dépend de son aire A_s (Brandt et al., 1994) :

$$\alpha_s = -[0.2231 + 0.0244 \log(A_s \times 10^6)], \quad (1.9)$$

Pour les facules, leur contraste par rapport au Soleil inactif est donné par

$$\frac{\Delta S_{\text{fac}}}{S_Q} = \frac{1}{2} \mu A_{\text{fac}} (3\mu + 2) (1/\mu - 1) \alpha_{\text{fac}}, \quad (1.10)$$

où leur intensité est représentée par α_{fac} et est un autre paramètre ajustable du modèle. Les paramètres sont, en tout, au nombre de six et sont ajustés simultanément en minimisant la somme du carré des différences journalières (χ^2) entre les résultats du modèle et les observations de l'irradiance totale entre 1978 et 2008, telles qu'assemblées et fournies sous la forme d'un composite par le PMOD.

L'irradiance spectrale est calculée de façon similaire en sommant la contribution de la photosphère non magnétisée, des taches et des facules, en y ajoutant une représentation statistique du réseau (Bolduc et al., 2012), qui contribue de façon plus importante

dans l'ultraviolet. Le spectre ATLAS-3 est utilisé comme référence pour le Soleil inactif, tandis qu'un spectre synthétique (Kurucz, 1993) est utilisé pour calculer le contraste des taches. La brillance des facules est calculée à l'aide de la procédure d'inversion de corps noir (Solanki et Unruh, 1998) qui consiste à déterminer la hauteur de formation des photons de la longueur d'onde d'intérêt dans la photosphère non magnétisée et de déterminer la température à cette hauteur à l'aide d'un modèle d'atmosphère de facules (Fontenla et al., 2009). Cette procédure détermine la température d'émission d'un corps noir dont le flux est ensuite calculé pour la longueur d'onde choisie. Tout comme pour le modèle d'irradiance totale, les paramètres libres du modèle sont ajustés afin de reproduire les observations de l'irradiance, dans ce cas-ci en comparant les calculs aux données spectrales de SIM et SOLSTICE sur UARS.

Les ajouts récents au modèle MOCASSIM, incluant l'intégration d'une composante représentant la variation à long terme de l'irradiance du Soleil inactif ainsi que l'utilisation d'une base de données d'émergences de taches solaires synthétiques permettant de débiter les calculs en 1610, sont décrits en détails dans le Chapitre 2, tels que publiés dans la revue *Solar Physics* (Bolduc et al., 2014). Les dernières améliorations au modèle d'irradiance totales sont quant à elles présentées au Chapitre 4.

1.3.3 Intercomparaison des modèles

Les reconstructions obtenues par les quelques modèles présentés dans les dernières sections montrent plusieurs différences, autant du point de vue de la variabilité intégrée sur des bandes dans l'ultraviolet que dans les détails des spectres. Ces divergences ont plusieurs causes, incluant premièrement le ou les indicateurs d'activité utilisés pour simuler la variabilité passée. Ces indicateurs étant possiblement influencés par d'autres facteurs que la seule variabilité solaire, ils peuvent contenir une composante contribuant à fausser les calculs. Cela s'ajoute à toutes les possibilités d'erreurs de mesure qui varient énormément d'un indicateur à l'autre.

Les méthodes employées pour le calcul de l'irradiance en tant que tel peuvent expliquer une bonne partie des différences spectrales. La façon de traiter la contribution des taches, des facules et de la photosphère non magnétisée risque fort d'influencer les

détails du spectre, en particulier lorsqu'on compare des calculs qui utilisent des corrélations statistiques avec des indicateurs d'activité et des calculs de transfert radiatif complets. Ces deux méthodes n'ont pas nécessairement le même niveau de complexité et ne répondent pas aux mêmes objectifs. Les premiers se veulent une approche utilitaire plus rapide, tandis que l'autre a pour but de comprendre en détails l'atmosphère solaire.

L'étude de Thuillier et al. (2014) publiée en 2014 compare quelques uns des modèles présentés ci-haut (COSI, SATIRE, MGNM, NRLSSI et MOCASSIM) et évalue leur performance pour diverses dates et intervalles de longueur d'onde. La Figure 1.8 montre, par exemple, le rapport entre les spectres reconstruits par ces modèles pour le 29 mars 1992 et le spectre ATLAS-1 observé le même jour.

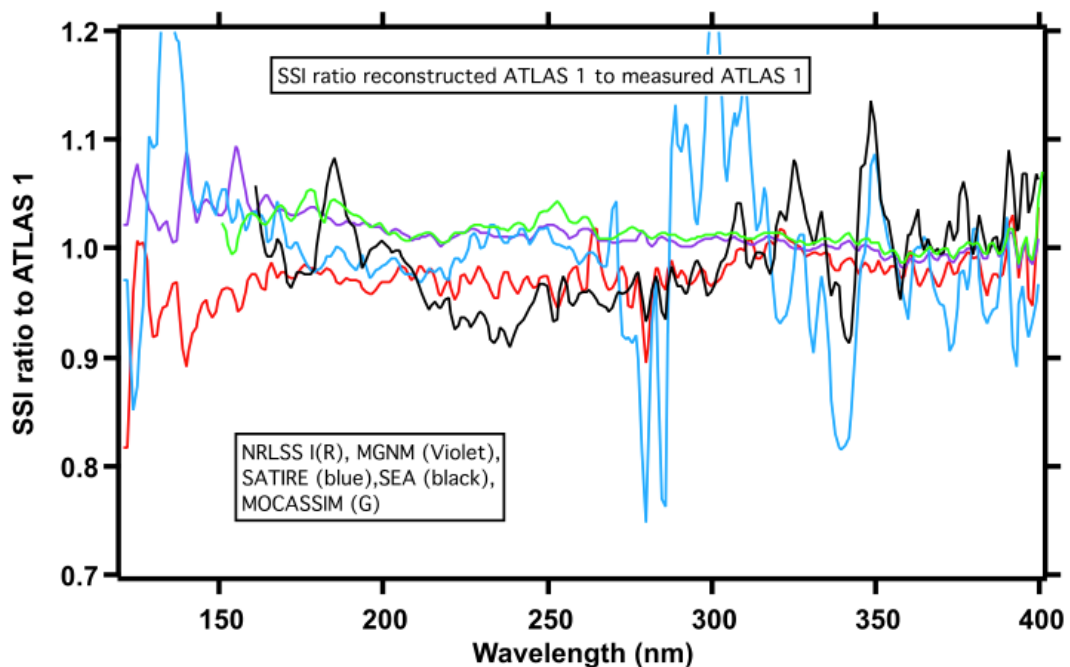


Figure 1.8 – Rapport entre les spectres reconstruits pour le 11 novembre 1992 par NRLSSI (en rouge), MGNM (en mauve), SATIRE (en bleu), SEA/COSI (en noir) et MOCASSIM (en vert) et le spectre ATLAS-1, observé la même date. Tirée de citet-Thal2014.

La plupart des modèles sont en accord avec les observations dans une marge de 10%, en particulier les modèles empiriques comme MOCASSIM, NRLSSI et MGNM. Les modèles basés sur le calcul de transfert radiatif sont plus réalistes du point de vue

physique mais sont encore incomplets.

Si l'on compare les reconstructions pour l'année 1680, en plein coeur du minimum de Maunder, en prenant le rapport des résultats de chaque modèle avec ceux de MGNM, on peut constater que l'accord est beaucoup moins bon, tel que montré sur la Figure 1.9. Les divergences sont évidemment dues aux hypothèses de base de chaque reconstruction,

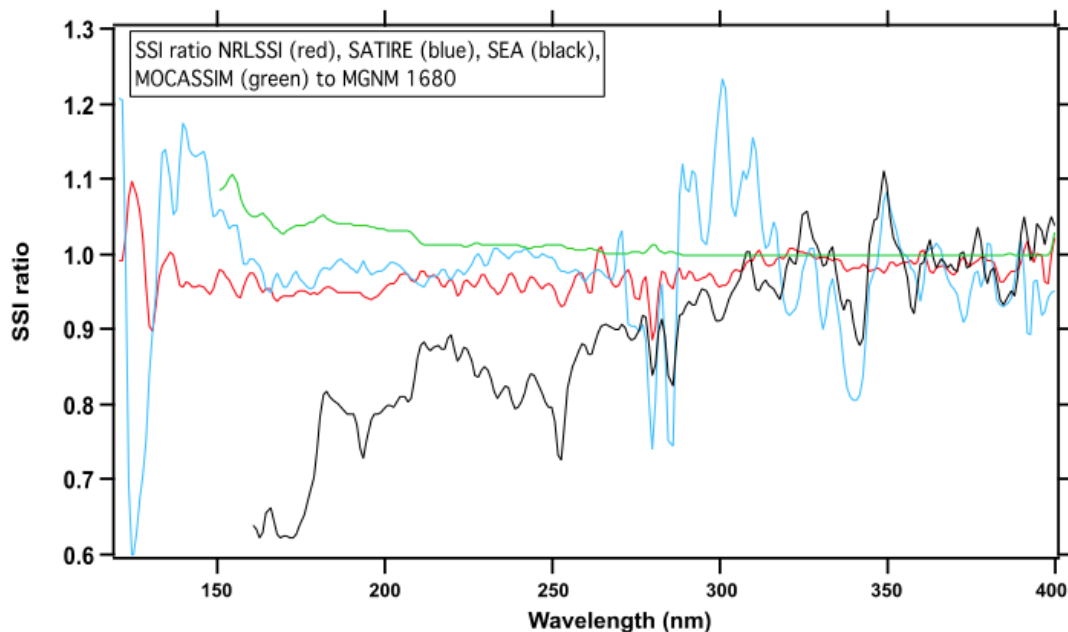


Figure 1.9 – Rapport entre les spectres reconstruits pour l'année 1680 par NRLSSI (en rouge), SATIRE (en bleu), SEA/COSI (en noir) et MOCASSIM (en vert). Tirée de Thuillier et al. (2014).

amplifiées par les différents indicateurs utilisés pour remonter jusqu'à cette époque.

L'effet des incertitudes associées aux indicateurs est aussi bien visible en comparant diverses reconstructions de l'irradiance totale, comme sur la Figure 1.10. Ces reconstructions sont pour la plupart basées sur le nombre de groupes de taches ou l'abondance du Be^{10} et diffèrent dans leur façon de relier ces indicateurs à la variation à long terme du niveau de base de l'irradiance. Ces hypothèses sont validées sur seulement trois cycles durant lesquels la variation à long terme semble faible et dont la tendance n'est pas la même selon la façon dont les diverses données observationnelles sont assemblées. La question de l'amplitude de la variation de l'irradiance totale entre l'époque moderne et

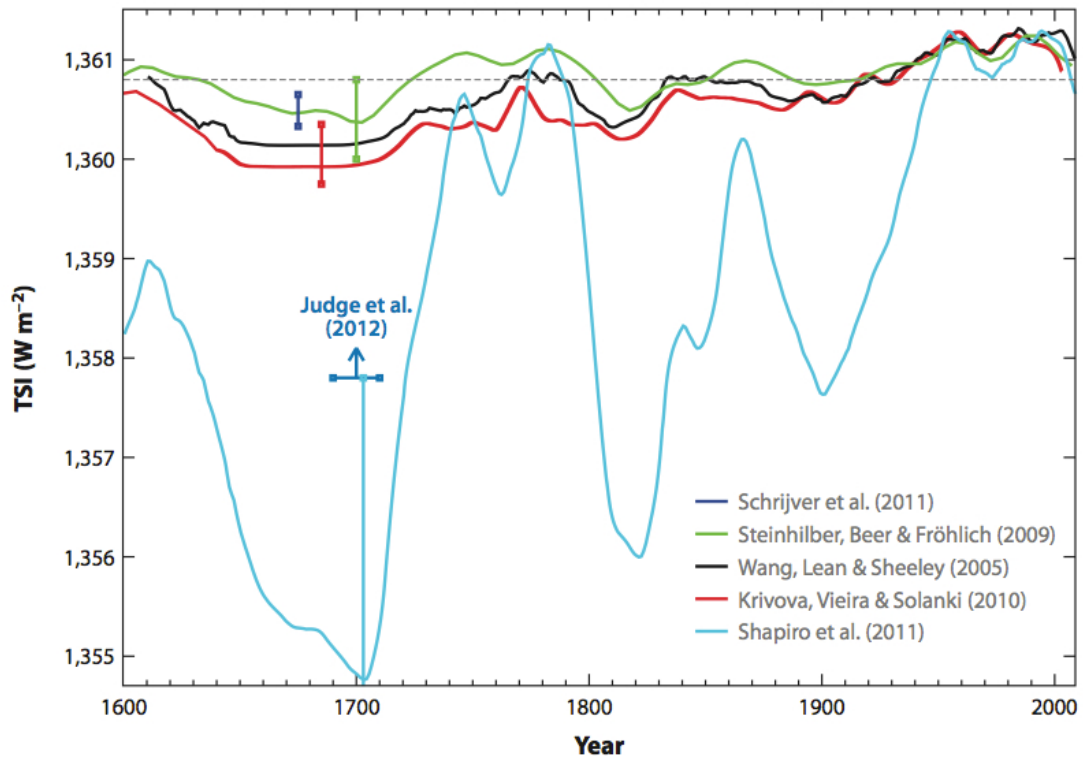


Figure 1.10 – Comparaison des reconstructions de l’irradiance totale de Krivova et al. (2010), Shapiro et al. (2011), Steinhilber et al. (2009), Wang et al. (2005) et les estimations de Judge et al. (2012), Schrijver et al. (2011). Tirée de Solanki et al. (2013).

le minimum de Maunder reste ouverte, tout comme celle concernant la tendance de la valeur de l’irradiance au cours des derniers minima d’activité, qui suscite de nombreux débats. Le Chapitre 4 traite de ce problème plus en détails.

En somme, beaucoup de travail sera encore nécessaire afin d’atteindre l’accord entre les modèles de l’irradiance, et d’ainsi espérer modéliser l’impact du Soleil sur l’atmosphère de façon précise.

1.4 Impacts sur la stratosphère

L’interaction entre le Soleil et l’atmosphère terrestre s’effectue à plusieurs niveaux et implique à la fois les particules énergétiques, le chauffage direct et les réactions photochimiques. Les parties les plus hautes de l’atmosphère sont affectées plus fortement,

en particulier la stratosphère, la mésosphère et la thermosphère, dont les limites sont définies de façon plus ou moins rigide par un changement dans le signe du gradient de température et qui sont illustrées sur la Figure 1.11.

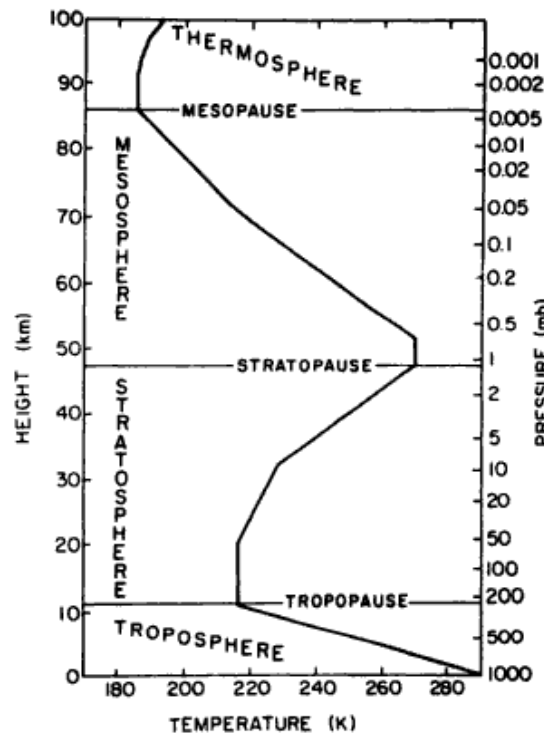


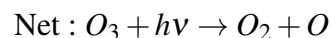
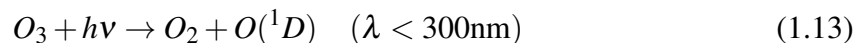
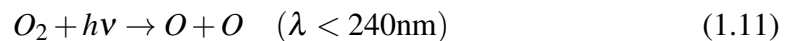
Figure 1.11 – Profil de température de l'atmosphère terrestre et les couches associées, tirée de Andrews et al. (1987).

La stratosphère est particulièrement intéressante puisqu'elle réagit de façon marquée à la variabilité solaire tout en étant directement au-dessus de la troposphère, l'endroit où est défini le climat, et peut ainsi interagir directement avec cette région. La concentration d'ozone dans l'atmosphère atteint un maximum dans la stratosphère, autour de 25-30 km d'altitude. L'un des effets les plus évidents de l'influence du Soleil sur notre atmosphère est la variation de la concentration de cette molécule, qui est directement reliée à l'augmentation de l'irradiance dans l'ultraviolet au maximum du cycle magnétique. Ce phénomène pourrait être un facteur important dans la dépendance du climat sur l'activité solaire en générant une série de réactions modifiant la température, la dynamique et le transfert de la radiation.

Les sections suivantes présenteront les réactions chimiques de base impliquant l’ozone dans la stratosphère et de quelle façon la variabilité du spectre solaire en ultraviolet peut influencer sa concentration. Les conséquences apportées par les changements dans la production ou destruction de l’ozone ainsi que les répercussions possibles sur le climat seront brièvement expliquées.

1.4.1 Le cycle de Chapman

Le cycle de Chapman, proposé en 1929 par le scientifique du même nom (Chapman, 1929), décrit le mécanisme de production et de destruction de l’ozone stratosphérique par le rayonnement solaire. En premier lieu, l’oxygène moléculaire présent dans l’atmosphère est photolysé par les photons de longueur d’onde inférieure à 240 nm (équation 3.1). L’un des deux atomes d’oxygène produits réagit ensuite avec l’oxygène moléculaire pour former l’ozone à l’aide d’un troisième corps inerte (identifié M dans l’équation 1.12) qui absorbe l’énergie émise par la réaction sous forme d’énergie cinétique.



La molécule d’ozone est quant à elle photolysée par des photons de plus faible énergie, soit de $\lambda < 300$ nm (équation 1.13). Il en résulte une molécule de O_2 et un atome d’oxygène excité qui est stabilisé par une collision avec un corps inerte (équation 3.4).

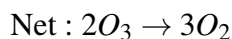
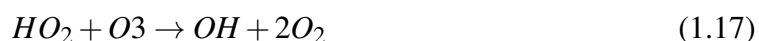
Ce cycle permet d’expliquer le profil de la concentration d’ozone en fonction de l’altitude, mais surestime d’un facteur deux sa valeur absolue (Jacob, 1999). Il a été découvert plus tard, à partir des années 1950, que des cycles de destruction catalytique

étaient responsables de la différence.

1.4.2 La destruction catalytique de l'ozone

Plusieurs radicaux sont également présents dans la stratosphère et contribuent à la destruction de la molécule de O_3 tout en étant préservés à la fin de la chaîne de réactions (Jacob, 1999).

L'un des premiers cycles de la sorte à avoir été soupçonné de contribuer à la destruction de l'ozone est celui causé par le radical OH, qui est formé à la suite de l'oxydation de la vapeur d'eau (Équation 1.15). Le produit de la réaction entre le OH et l'ozone est de l'oxygène moléculaire et la molécule hydroperoxyde (HO_2 , Équation 1.16), qui réagit ensuite avec une autre molécule d'ozone pour former à nouveau le radical OH et deux molécules d'oxygène (Équation 1.17).



En somme, le radical OH est préservé et deux molécules d'ozone ont été converties en deux molécules de O_2 .

L'oxyde d'azote (NO), entre autres produit par l'activité humaine, réagit aussi avec le O_3 pour produire du NO_2 et du O_2 . Le NO_2 est photolysé, ce qui produit du NO et un atome d'oxygène. Enfin, l'atome d'oxygène se combine avec du O_2 pour former de l'ozone. Ceci est un cycle nul ; c'est-à-dire que les produits sont les mêmes que les réactants. Par contre, une petite fraction des molécules de NO_2 produites au cours de ce cycle réagit avec de l'oxygène atomique (au lieu d'être photolysé) et forme du NO et du O_2 . Dans ce cas, la molécule d'ozone qui avait été impliquée dans la première réaction est perdue, et le NO original est préservé.

Enfin, les chlorofluorocarbures sont des composés fabriqués par les humains et relâ-

chés dans la troposphère, où ils sont inertes. Ils sont toutefois transportés jusque dans la stratosphère, où ils sont photolysés par les rayons ultraviolets, ce qui libère l'atome de chlore. Celui-ci réagit ensuite avec l'ozone pour former du ClO et du O₂. La molécule de ClO réagit à nouveau avec de l'oxygène atomique et forme un atome de Cl et du O₂. Au final, une molécule d'ozone et un atome d'oxygène ont été convertis en deux molécules de dioxygène. Ces réactions sont particulièrement importantes aux pôles durant l'hiver et sont responsables de la destruction de l'ozone au pôle Sud, soit le fameux «trou» dans la couche d'ozone.

1.4.3 Effets de la variabilité solaire sur l'ozone

Globalement, lorsque le Soleil est plus actif, l'irradiance spectrale dans l'ultraviolet est plus élevée, et encore plus aux courtes longueurs d'ondes qu'aux longues (voir Figures 1.4 et 1.6). Cela favorise la production de l'ozone dans le cycle de Chapman par rapport à sa destruction. Donc, la concentration d'ozone est plus élevée au cours du maximum d'activité. En fait, sa réponse purement photochimique à court terme peut être décrite comme une combinaison linéaire de la concentration d'ozone au jour précédent et de la variabilité solaire entre le jour précédent et le jour présent (Muncaster et al., 2012).

Toutefois, les récentes découvertes d'une inversion dans la variation de la concentration d'ozone en au cours du cycle solaire dans la haute stratosphère et basse mésosphère suggèrent que cette relation ne s'applique pas quand la variabilité solaire est aussi élevée que celle observée par les instruments SIM et SOLSTICE sur SORCE (Haigh et al., 2010). En effet, la destruction de l'ozone aux hautes altitudes est favorisée par une production accrue de radicaux HO_x (définis comme la somme du OH et HO₂) (Merkel et al., 2011). Bien que les modèles de l'irradiance soient en désaccord avec les données SORCE (Ball et al., 2011, Haigh et al., 2010), il semble que les observations de la concentration d'ozone stratosphérique par SABER (*Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry*) sur TIMED entre 2002 et 2010, soient mieux reproduites par les modèles atmosphériques incluant la photochimie et la dynamique lorsque les spectres solaires utilisés proviennent de SORCE (Merkel et al., 2011). La Figure 1.12

illustre la différence entre le profil de concentration d’ozone entre les années 2004 (près du maximum solaire) et 2007 (près du minimum) en fonction de l’altitude. Elle montre

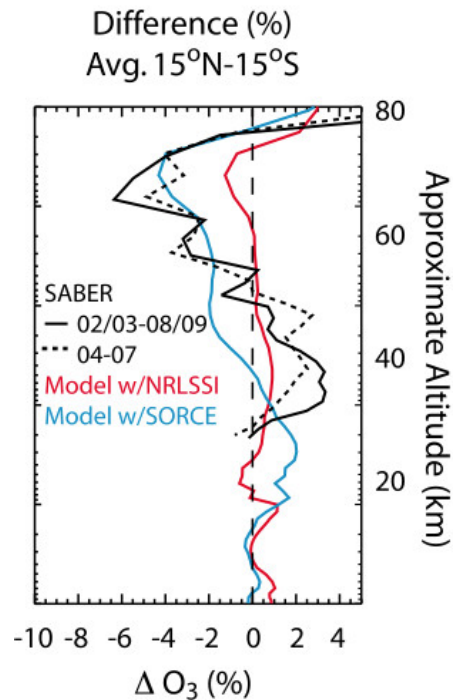


Figure 1.12 – Différence entre la moyenne annuelle ou mensuelle de la concentration d’ozone près de l’équateur durant le jour pour différentes périodes : février 2003 versus août 2009 pour les données SABER (ligne noire pleine), année 2004 versus 2007 (comme dans Haigh et al. (2010) ; ligne noire pointillée). Les données modélisées en utilisant les spectres de SORCE et NRLSSI sont illustrées en bleu et en rouge respectivement, pour 2004 versus 2007. Cette figure est tirée de Merkel et al. (2011).

clairement la variation positive de l’ozone dans la stratosphère, avec un maximum autour de 30-40 km d’altitude, et l’inversion au-dessus d’une cinquantaine de kilomètres. La modélisation à l’aide des données SORCE permettent de la reproduire, alors que les résultats obtenus avec NRLSSI sont beaucoup moins concluants.

Certains auteurs soulignent toutefois qu’il est extrêmement difficile d’extraire le signal dans la concentration d’ozone en utilisant des cycles partiels et que d’autres facteurs l’influencent, comme certains patrons d’oscillations (l’oscillation quasi-biennale, El Niño), les éruptions volcaniques et les changements climatiques (Swartz et al., 2012). Ces résultats sont donc encore incertains, mais posent définitivement un doute sur notre

façon de modéliser l'irradiance et sur les hypothèses qui sont utilisées.

En résumé, il est possible de tirer une conclusion similaire à celle apportée par Thuillier et al. (2014), qui montre que les modèles de l'irradiance solaire ne sont pas encore assez précis pour permettre de simuler avec exactitude les conditions de l'atmosphère et du climat passées. En effet, si les données de SORCE s'avèrent exactes, les modèles devront être adaptés afin de les reproduire tout en conservant leur accord avec les données disponibles pour les périodes plus anciennes.

1.4.4 Effets indirects de la variabilité dans l'ultraviolet

Les changements dans la concentration d'ozone causées par les variations de l'UV solaire ont des répercussions directes sur la stratosphère. Les plus intéressantes en terme d'influence sur le climat sont celles qui entraînent des changements dans la troposphère et à la surface. Par exemple, l'augmentation de concentration d'ozone affecte le transfert radiatif dans la stratosphère (Haigh, 1994). Elle bloque ainsi plus efficacement les rayons dans l'ultraviolet rapproché et visible. De plus, le chauffage accru qui résulte de la photolyse plus rapide augmente le flux infrarouge thermique vers le bas.

D'autre part, le couplage dynamique avec la troposphère permet d'altérer des patrons de circulation indirectement. En effet, la dépendance en latitude des changements dans la concentration d'ozone (elle augmente beaucoup à l'équateur et très peu aux pôles) et l'augmentation de la température qui y est associée contribuent à modifier le gradient de température entre l'équateur et les pôles. Cette différence est responsable des courants-jets (comme le *jet stream* à la frontière entre la troposphère et la stratosphère). Des courants similaires sont présents dans la stratosphère et sont donc affectés par le changement du gradient de température provoqué par le réchauffement de 1-2 K près de l'équateur (Gray et al., 2010). La propagation des ondes provenant de la troposphère est affectée par la circulation stratosphérique modifiée, et à leur tour altèrent la circulation de Brewer-Dobson. Celle-ci décrit le mouvement de l'air qui s'élève à partir de la tropopause près de l'équateur et redescend aux mi-latitudes. Puisqu'elle se trouverait affaiblie pendant les maxima solaires, les courants ascendants y étant associés aux basses latitudes seraient moins importants, créant une accumulation d'ozone à la base de la stratosphère,

amplifiant ainsi le chauffage y étant associé (Gray et al., 2010, Kodera et Kuroda, 2002). Enfin, il est probable que la circulation de Brewer-Dobson influence la circulation de Hadley dans la troposphère (Salby et Callaghan, 2005), qui, similairement, décrit l'ascension d'air chaud à l'équateur et sa redescente aux mi-latitudes. Celle-ci semble s'affaiblir et prendre de l'expansion vers les pôles durant les périodes plus actives (Haigh et al., 2005). Les vents provenant de l'Est près de la surface, qui font également partie de cette cellule et dont la direction est due à l'influence de la force de Coriolis, se rencontrent à l'équateur où se trouve donc la zone de convergence intertropicale (ZCIT). À cet endroit, l'air chaud s'élève et se refroidit, relâchant ainsi son humidité qui se condense et forme des précipitations. Ces dernières semblent augmenter en intensité pendant les périodes de forte activité solaire, tandis que la ZCIT se déplacerait vers le Nord et sa partie du Sud du Pacifique (ZCSP) se déplacerait vers le Sud (Meehl et al., 2008).

1.5 État de la recherche actuelle et contributions

Les sections précédentes ont démontré que la modélisation de l'irradiance spectrale et totale nécessite encore d'être raffinée. Les modèles physiques qui simulent le transfert radiatif doivent être améliorés pour inclure toutes les sources d'opacité, en particulier dans l'ultraviolet. Il est également accepté qu'inclure l'aspect tri-dimensionnel de l'atmosphère solaire, et même les effets magnétohydrodynamiques, contribuerait à améliorer l'accord des modèles avec les observations de son spectre. Par ailleurs, il est aussi nécessaire de raffiner les modèles semi-empiriques et de mieux contraindre la dépendance de leurs reconstructions sur les indicateurs d'activité solaire utilisés. En particulier, l'ajustement de relations statistiques empiriques entre l'émissivité des différentes structures magnétiques et ces indicateurs est généralement effectué sur une période de temps très courte, de l'ordre d'une rotation solaire (Lean, 2000b) à trois cycles solaires (Thuillier et al., 2012). Il est raisonnable de douter de la validité de ces relations lorsqu'elles sont extrapolées sur de longues périodes de temps, sachant que la corrélation entre l'irradiance totale et plusieurs de ces indicateurs a changé de façon notable pendant le minimum d'activité de 2009 (Fröhlich, 2013). Les modèles pour l'irradiance

spectrale et totale développés à l'Université de Montréal et présentés dans cette thèse tentent de contourner ce problème en simulant l'évolution physique des structures magnétiques de surface, permettant ainsi de s'affranchir de l'obligation de représenter leur aire totale par un seul indicateur. Le Chapitre 2 reproduit l'article publié dans *Solar Physics* présentant les dernières améliorations au modèle MOCASSIM, permettant des reconstructions spectrales entre 150 et 400 nm et débutant en l'an 1610. Le modèle pour l'irradiance totale décrit dans Crouch et al. (2008) a également été amélioré par l'ajout d'une composante de réseau magnétique, d'une composante variable à long terme de l'irradiance du Soleil non magnétisé et l'utilisation d'une banque de données synthétiques pour l'émergence des taches. Cet article, reproduit au Chapitre 4, sera soumis à la revue *Astrophysical Journal*. La composante de variation à long terme est nécessaire pour reproduire le niveau de l'irradiance totale au cours du minimum entre les cycles 23 et 24 et permet d'évaluer la variation de l'irradiance totale entre le minimum de Maunder et l'époque moderne. Elle est d'environ 1.06 W/m^2 , en accord avec les autres reconstructions publiées.

Les modèles atmosphériques et climatiques réussissent à reproduire les phénomènes associés à la variabilité solaire dans la troposphère avec un certain succès (Gray et al., 2010, Solanki et al., 2013), mais il est difficile de déterminer de quelle façon et avec quelle amplitude les différents effets contribuent. Il semble que la propagation vers le bas des effets dans la stratosphère soient dominants, mais aussi qu'il soit nécessaire d'inclure les changements dans les températures de surface occasionnés par la variation de l'irradiance totale pour reproduire le mieux les observations (Meehl et al., 2009). Certains auteurs se sont intéressés à l'effet direct de la variabilité solaire dans l'ultraviolet sur la photochimie stratosphérique exclusivement (Muncaster et al., 2012). Cette approche, bien que moins réaliste que les modèles bi ou tri-dimensionnels incluant la dynamique, a l'avantage de permettre de comprendre les effets directs sur la chimie stratosphérique. Ce modèle a été utilisé pour comparer la réponse dans la concentration d'ozone en utilisant des spectres solaire reconstruits à l'aide de différents modèles et ceux observés par SOLSTICE et SIM sur SORCE. Cela permet d'évaluer la sensibilité de la réponse dans l'ozone à de légères différences dans les spectres utilisés. Il a aussi été démontré

que l'inversion obtenue par Haigh et al. (2010) et Merkel et al. (2011) ne peut être obtenue avec un modèle purement photochimique pour des altitudes inférieures à 55 km. Le Chapitre 3 reproduit cet article qui a été soumis à la revue *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* et est en cours de révision. L'Annexe I présente les figures illustrant la réponse des espèces chimiques stratosphériques pour tous les spectres et toutes les périodes comparées. Un seul exemple a pu être inclus dans l'article (Figure 3.4); les autres graphiques sont donnés ici comme référence.

1.6 Déclaration

Les articles reproduits aux Chapitres 2, 3 et 4 présentent les résultats de recherche obtenus au cours de ce Doctorat. J'ai rédigé la totalité des articles; les co-auteurs ont assuré la révision et suggéré des ajouts aux manuscrits.

L'article du Chapitre 2 présente une version étendue du modèle d'irradiance spectrale MOCASSIM développé dans le cadre de ma Maîtrise. Le travail a consisté à étendre l'intervalle spectral sur lequel fonctionne le modèle en incluant un nouveau spectre représentant la photosphère non magnétisée. Il a été nécessaire de ré-optimiser le profil de température des facules et le facteur de pondération de la contribution du réseau magnétique, ainsi que de lui donner une dépendance spectrale. Les travaux préliminaires visant à intégrer une composante de variabilité du Soleil non magnétisé ont été effectués par Roxane Barnabé au cours d'un stage d'été. Elle a aussi adapté le format des données d'émergences de taches synthétiques produites par Arnaud Carignan-Dugas afin qu'elles soient utilisées en entrée dans le modèle, permettant de produire des reconstructions débutant en 1610 plutôt qu'en 1874. Cet article a été publié en mars 2014 dans *Solar Physics*.

Le Chapitre 3 reproduit l'article soumis à *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* et en cours de révision. J'ai moi-même modifié le modèle photochimique pour y inclure différentes représentations du spectre solaire, selon le modèle MOCASSIM, les modèles MGNM et NRLSSI, ainsi que les données de SORCE. J'ai également effectué les simulations multiples sur des périodes consécutives en variant le spectre d'une

journée à l'autre. J'ai effectué l'analyse des résultats et la rédaction de l'article. Mes co-superviseurs ont participé à l'interprétation des résultats et à la préparation finale de l'article.

De plus, le Chapitre 4 détaille les récentes mises à jour au modèle d'irradiance totale ayant originalement été adapté au calcul de l'irradiance spectrale pour produire le modèle MOCASSIM. Le calcul de l'irradiance totale a été étendu à une période plus grande en utilisant les données synthétiques d'émergences de taches et en y incluant une composante de réseau magnétique. Elle provient d'une fraction des facules étant redistribuée sur tout le disque et montrant un contraste et un temps caractéristique de désintégration indépendants de ceux des facules. La programmation initiale de cette composante a été effectuée par Anne Boucher au cours de son projet PHY-3030. J'ai par la suite optimisé les paramètres du modèle en y incluant diverses représentations de l'irradiance variable à long terme de la photosphère inactive. J'ai également rédigé l'article.

Finalement, j'ai participé aux études comparatives présentées par Thuillier et al. (2014) et Thuillier et al. (2014) en fournissant les données de MOCASSIM et en contribuant à l'analyse et la comparaison des différents modèles, ainsi qu'à la rédaction des articles.

BIBLIOGRAPHIE

- C. W. Allen. *Astrophysical quantities*. Athlone, London, 1981.
- D. G. Andrews, J. R. Holton et C. B. Leovoy. *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press, England, 1987.
- W. T. Ball, Y. C. Unruh, N. A. Krivova, S. K. Solanki et J. W. Harder. Solar irradiance variability : A six-year comparison between SORCE observations and the SATIRE model. *Astron. Astrophys.*, 530:A71, 2011.
- C. Bolduc, P. Charbonneau, R. Barnabé et M. S. Bourqui. A Reconstruction of Ultraviolet Spectral Irradiance During the Maunder Minimum. *Solar Phys.*, 289:2891–2906, 2014.
- C. Bolduc, P. Charbonneau, V. Dumoulin, M. S. Bourqui et A. D. Crouch. A fast model for the reconstruction of spectral solar irradiance in the near- and mid-ultraviolet. *Solar Phys.*, 279:383, 2012.
- P. N. Brandt, M. Stix et H. Weinhardt. Modeling solar irradiance variations with an area dependant photometric sunspot index. *Solar Phys.*, 152:119, 1994.
- R. P. Cebula et M. T. DeLand. NOAA 11 Solar Backscattered Ultraviolet, model 2 (SBUV/2) instrument solar spectral irradiance measurements in 1989-1994. 1. Observations and long-term calibration. *Journal of Geophysical Research*, 103:16235, 1998.
- S. Chapman. A theory of upper atmospheric ozone. Dans *Memoir of the Royal Meteorological Society*, volume 3, pages 103–125, 1929.
- P. Charbonneau. *Activité solaire et changement climatique*. (En préparation), Canada, 2015.

- Paul Charbonneau. Grands Moments de la Physique Solaire, 2008.
http://www.astro.umontreal.ca/~paulchar/grps/histoire/newsite/history_f.html.
- J.-F. Cossette, P. Charbonneau et P. K. Smolarkiewicz. Cyclic Thermal Signature in a Global MHD Simulation of Solar Convection. *Astrophys. J. Lett.*, 777:L29, 2013.
- A. D. Crouch, P. Charbonneau, G. Beaubien et D. Paquin-Ricard. A model for the total solar irradiance based on active region decay. *Astrophys J.*, 677:723, 2008.
- M. T. DeLand et R. P. Cebula. NOAA-11 Solar Backscatter Ultraviolet, model 2 (SBUV/2) instrument solar spectral irradiance measurements in 1989-1994. 2. Results, validation, and comparisons. *J. Geophys. Res.*, 103:16251, 1998.
- V. Domingo, I. Ermolli, P. Fox, C. Fröhlich, M. Haberreiter, K. Krivova, G. Kopp, W. Schmutz, S. K. Solanki, H. C. Spruit, Y. Unruh et A. Vögler. Solar surface magnetism and irradiance on time scales from days to the 11-year cycle. *Space Sci. Rev.*, 145:337, 2009.
- J. A. Eddy. The Maunder Minimum. *Science*, 192:1189, 1976.
- I. Ermolli, F. Berrilli et A. Florio. The Magnetic Network Contribution to Long-Term Irradiance Variations. Dans A. Wilson, éditeur, *The Solar Cycle and Terrestrial Climate, Solar and Space weather*, volume 463 de *ESA Special Publication*, page 313, 2000.
- L. E. Floyd, D. K. Prinz, P. C. Crane et L. C. Herring. Solar UV irradiance variation during cycle 22 and 23. *Adv. Space Res.*, 29:1957, 2002.
- J. Fontenla et G. Harder. Physical modeling of spectral irradiance variations. 76:826, 2005.
- J. M. Fontenla, W. Curdt, M. Haberreiter, J. Harder et H. Tian. Semiempirical models of the solar atmosphere. III. Set of non-LTE models for far-ultraviolet/extreme-ultraviolet irradiance computation. *Astrophys J.*, 707:482, 2009.

- J. M. Fontenla, J. Harder, W. Livingston, M. Snow et T. Woods. High-resolution solar spectral irradiance from extreme ultraviolet to far infrared. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 116:20108, 2011.
- P. Forster, V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Bernsten, R. Betts, D. W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz et R. Van Dorland. *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, chapitre Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing, page 188. Cambridge University Press, Cambridge, 2007.
- P. Foukal et J. Lean. Magnetic modulation of solar luminosity by photospheric activity. *Astrophys J.*, 328:347, 1988.
- C. Fröhlich. Solar Irradiance Variability. Dans J. M. Pap, P. Fox, C. Frohlich, H. S. Hudson, J. Kuhn, J. McCormack, G. North, W. Sprigg et S. T. Wu, éditeurs, *Solar Variability and its Effects on Climate. Geophysical Monograph 141*, volume 141 de *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, page 97, 2004.
- C. Fröhlich. Total Solar Irradiance : What Have We Learned from the Last Three Cycles and the Recent Minimum ? *Space Sci. Rev.*, 176:237–252, 2013.
- C. Fröhlich, D. A. Crommelynck, C. Wehrli, M. Anklin, S. Dewitte, A. Fichot, W. Finterle, A. Jiménez, A. Chevalier et H. Roth. In flight performance of the VIRGO solar irradiance instruments on SOHO. *Solar Phys.*, 175:267, 1997.
- C. Fröhlich, J. Romero, H. Roth, C. Wehrli, B. N. Andersen, T. Appourchaux, V. Domingo, U. Telljohann, G. Berthomieu, P. Delache, J. Provost, T. Toutain, D. A. Crommelynck, A. Chevalier, A. Fichot, W. Däppen, D. Gough, T. Hoeksema, A. Jiménez, M. F. Gomez, J. M. Herreros, T. R. Cortés, A. R. Jones, J. M. Pap et R. C. Willson. Virgo : Experiment for helioseismology and solar irradiance monitoring. *Solar Phys.*, 162:101, 1995.

- Fröhlich, C. Long-term behaviour of space radiometers. *Metrologia*, 40:S60, 2003.
- C. Fröhlich, C. et R. W. Brusa. Solar radiation and its variation in time. *Solar Phys.*, 74: 209, 1981.
- L. J. Gray, J. Beer, M. Geller, J. D. Haigh, M. Lockwood, K. Matthes, U. Cubasch, D. Fleitmann, G. Harrison, L. Hood, J. Luterbacher, G. A. Meehl, D. Shindell, B. van Geel et W. White. Solar influence on climate. *Rev. Geophys.*, 48:RG4001, 2010.
- M. Haberreiter, W. Schmutz et I. Hubeny. NLTE model calculations of the solar atmosphere with an iterative treatment of opacity distribution functions. *Astron. Astrophys.*, 492:833, 2008.
- J. D. Haigh. The role of stratospheric ozone in modulating the solar radiative forcing of climate. *Nature*, 370:544, 1994.
- J. D. Haigh, M. Blackburn et R. Day. The response of tropospheric circulation to perturbations in lower-stratospheric temperature. *J. Clim.*, 18:3672, 2005.
- J. D. Haigh, A. R. Winning, R. Toumi et J. W. Harder. An influence of solar spectral variations on radiative forcing of climate. *Nature*, 467:696, 2010.
- J. W. Harder, G. Thuillier, E. C. Richard, S. W. Brown, K. R. Lykke, M. Snow, W. E. McClintock, J. M. Fontenla, T. N. Woods et P. Pilewski. The SORCE SIM solar spectrum : Comparison with recent observations. *Solar Phys.*, 263:3, 2010.
- W. Herschel. Observations Tending to Investigate the Nature of the Sun, in Order to Find the Causes or Symptoms of Its Variable Emission of Light and Heat ; With Remarks on the Use That May Possibly Be Drawn from Solar Observations. *Royal Society of London Philosophical Transactions Series I*, 91:265, 1801.
- D. V. Hoyt, H. L. Kyle, J. R. Hickey et R. H. Maschhoff. The NIMBUS 7 solar total irradiance - A new algorithm for its derivation. *J. Geophys. Res.*, 97:51–63, 1992.
- D. J. Jacob. *Introduction to Atmospheric Chemistry*. Princeton University Press, New Jersey, 1999.

- P. G. Judge, G. W. Lockwood, R. R. Radick, G. W. Henry, A. I. Shapiro, W. Schmutz et C. Lindsey. Confronting a solar irradiance reconstruction with solar and stellar data. *Astron. Astrophys.*, 544:A88, 2012.
- K. Kodera et Y. Kuroda. Dynamical response to the solar cycle. *J. Geophys. Res.*, 107:4749, 2002.
- G. Kopp, K. Heuerman et G. Lawrence. The Total Irradiance Monitor (TIM) : Instrument Calibration. *Solar Phys.*, 230:111–127, 2005.
- G. Kopp et J. L. Lean. A new, lower value of total solar irradiance : Evidence and climate significance. *Geophysical Research Letters*, 38:1706, 2011.
- N. A. Krivova, S. K. Solanki, M. Fligge et Y. C. Unruh. Reconstruction of solar irradiance variations in cycle 23 : Is solar surface magnetism the cause ? *Astron. Astrophys.*, 399:L1, 2003.
- N. A. Krivova, L. E. A. Vieira et S. K. Solanki. Reconstruction of solar spectral irradiance since the Maunder minimum. *J. Geophys. Res.*, 115:A12112, 2010.
- R. L. Kurucz. Remaining line opacity problems for the solar spectrum. *Rev. Mex. Astron. Astrofis.*, 23:187, 1992.
- R. L. Kurucz. Models, 1993. URL <ftp://ftp.stsci.edu/cdbs/grid/k93models/kp00/>.
- J. Lean. Variations in the Sun's radiative output. *Rev. Geophys.*, 29:505, 1991.
- J. Lean. Evolution of the Sun's spectral irradiance since the Maunder Minimum. *Geophys. Res. Lett.*, 27:2425, 2000a.
- J. Lean. Short-term, direct indices of solar variability. *Space Sci. Rev.*, 94:39, 2000b.
- J. L. Lean, G. J. Rottman, H. L. Kyle, T. N. Woods, J. R. Hickey et L. C. Puga. Detection and parametrization of variations in solar mid- and near-ultraviolet radiation (200-400 nm). *J. Geophys. Res.*, 29:939, 1997.

- R. B. Lee, III, M. A. Gibson, R. S. Wilson et S. Thomas. Long-term total solar irradiance variability during sunspot cycle 22. *J. Geophys. Res.*, 100:1667–1675, 1995.
- J. London, G. G. Bjarnason et G. J. Rottman. 18-months of UV irradiance observations from the Solar Mesosphere Explorer. *Geophysical Research Letters*, 11:54–56, 1984.
- K. G. McCracken, F. B McDonald, J. Beer, G. Raisbeck et F. Yiou. A phenomenological study of the long-term cosmic ray modulation, 850-1958 AD. *J. Geophys. Res.*, 109: A12103, 2004.
- G. A. Meehl, J. M. Arblaster, G. Branstator et H. van Loon. A coupled air-sea response mechanism to solar forcing in the Pacific region. *J. Clim.*, 21:2883, 2008.
- G. A. Meehl, J. M. Arblaster, K. Matthes, F. Sassi et H. van Loon. Amplifying the Pacific climate system response to a small 11-year solar cycle forcing. *Science*, 325: 1114, 2009.
- M. Meftah, S. Dewitte, A. Irbah, A. Chevalier, C. Conscience, D. Crommelynck, E. Jansen et S. Mekaoui. SOVAP/ Picard, a Spaceborne Radiometer to Measure the Total Solar Irradiance. *Solar Phys.*, 289:1885–1899, 2014.
- A. W. Merkel, J. W. Harder, D. R. Marsh, A. K. Smith, J. M. Fontenla et T. N. Woods. The impact of solar spectral irradiance variability on middle atmospheric ozone. *Geophys. Res. Lett.*, 38:13802, 2011.
- R. Muncaster, M. S. Bourqui, S. Chabrillat, S. Viscardy, S. Melo et P. Charbonneau. A simple framework for modelling the photochemical response to solar spectral irradiance variability in the stratosphere. *Atmos. Chem. Phys.*, 12:7707, 2012.
- G. J. Rottman, T. N. Woods, M. Snow et G. de Toma. The solar cycle variation in ultraviolet irradiance. *Adv. Space Res.*, 27:1927, 2001.
- M. L. Salby et P. F. Callaghan. Interaction between the Brewer Dobson Circulation and the Hadley Circulation. *Journal of Climate*, 18:4303–4316, 2005.

- K. Scherer, H. Fichtner, T. Borrmann, J. Beer, L. Desorgher, E. Flükiger, H.-J. Fahr, S. E. S. Ferreira, U. W. Langner, M. S. Potgieter, B. Heber, N. J. Masarik, J. ans Shaviv et J. Veizer. Interstellar-terrestrial relations : Variable cosmic environments, the dynamic heliosphere, and their imprints on terrestrial achives and climate. *Space Sci. Rev.*, 127:327, 2006.
- C. J. Schrijver, W. C. Livingston, T. N. Woods et R. A. Mewaldt. The minimal solar activity in 2008–2009 and its implication for long–term climate modeling. *Geophys. Res. Lett.*, 38:L06701, 2011.
- K. Semeniuk, V. I. Fomichev, J. C. McConnell, C. Fu, S. M. L. Melo et I. G. Usoskin. Middle atmosphere response to the solar cycle in irradiance and ionizing particle precipitation. *Atmos. Chem. Phys.*, 11:5045, 2011.
- A. I. Shapiro, W. Schmutz, E. V. Rozanov, M. Schoell, M. Haberreiter, A. V. Shapiro et S. Nyeki. A new approach to long-term reconstruction of the solar irradiance leads to large historical solar forcing. *Astron. Astrophys.*, 529:67, 2011.
- A. I. Shapiro, W. Schmutz, M. Schoell, M. Haberreiter et E. V. Rozanov. NLTE solar irradiance modelling with the COSI code. *Astron. Astrophys.*, 517:48, 2010.
- J. Skupin, S. Noël, M. W. Wuttke, M. Gottwald, H. Bovensmann, M. Weber et J. P. Burrows. SCIAMACHY solar irradiance observation in the spectral range from 240 to 2380 nm. *Adv. Space Res.*, 35:370, 2005.
- M. Snow, W. E. McClintock et T. N. Woods. Solar spectral irradiance variability in the ultraviolet from SORCE and UARS SOLSTICE. *Adv. Space Res.*, 46:296, 2012.
- S. K. Solanki, N. A. Krivova et J. D. Haigh. Solar irradiance variability and climate. *Annual Review of Astronomy and Astrophysics*, 51, 2013.
- S. K. Solanki, M. Schüssler et M. Fligge. Evolution of the Sun’s large-scale magnetic field since the Maunder minimm. *Nature*, 408:445, 2000.

- S.K. Solanki et Y.C. Unruh. A model of the wavelength dependence of solar irradiance variations. *Astron. Astrophys.*, 329:747, 1998.
- F. Steinhilber, J. Beer et C. Fröhlich. Total solar irradiance during the Holocene. *Geophys. Res. Lett.*, 36:19704, 2009.
- H. Svensmark. Influence of Cosmic Rays on Earth's Climate. *Physical Review Letters*, 81:5027–5030, 1998.
- H. Svensmark et E. Friis-Christensen. Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage - a missing link in solar-climate relationships. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 59:1225, 1997.
- W. H. Swartz, R. S. Stolarski, L. D. Oman, E. L. Fleming et C. H. Jackman. Middle atmosphere response to different descriptions of the 11-yr solar cycle in spectral irradiance in a chemistry-climate model. *Atmospheric Chemistry & Physics Discussions*, 12:7039–7071, 2012.
- G. Thuillier, M. DeLand, A. Shapiro, W. Schmutz, D. Bolsée et S. Melo. The solar spectral irradiance as a function of the Mg II index for atmosphere and climate modelling. *Solar Phys.*, 277:245, 2012.
- G. Thuillier, L. Floyd, T. N. Woods, R. P. Cebula, E. Hilsenrath, M. Hersé et D. Labs. Solar irradiance reference spectra for two solar active levels. *Adv. Space Res.*, 34:256, 2004.
- G. Thuillier, T. Foujols, D. Bolsée, D. Gillotay, M. Hersé, W. Peetermans, W. Decuyper, H. Mandel, P. Sperfeld, S. Pape, D. R. Taubert et J. Hartmann. SOLAR/SOLSPEC : Scientific objectives, instrument performance and its absolute calibration using a blackbody as primary standard source. *Solar Phys.*, 257:185, 2009.
- G. Thuillier, M. Hersé, D. Labs, T. Foujols, W. Peetermans, D. Gillotay, P. C. Simon et H. Mandel. The solar spectral irradiance from 200 to 2400 nm as measured by the SOLSPEC spectrometer from the ATLAS and EURECA missions. *Solar Phys.*, 214: 1, 2003a.

- G. Thuillier, M. Hersé, P. C. Simon, D. Labs, H. Mandel et D. Gillotay. Observation of the UV solar spectral irradiance between 200 and 350 nm during the ATLAS 1 mission by the SOLSPEC spectrometer. *Solar Phys.*, 171:283, 1997.
- G. Thuillier, A. Joukoff et W. Schmutz. The PICARD mission. Dans *International Solar Cycle Studies (ISCS) Symposium*, volume 535 de *ASP Conf. Ser.*, page 251, 2003b.
- G. Thuillier, S. M. L. Melo, J. Lean, N. A. Krivova, C. Bolduc, V. I. Fomichev, P. Charbonneau, A. I. Shapiro, W. Schmutz et D. Bolsée. Analysis of different spectral irradiance reconstructions and their impact on solar heating rates calculations. *Solar Phys.*, 289:1115, 2014.
- G. Thuillier, G. Schmidtke, C. Erhardt, B. Nikutowski, A. I. Shapiro, C. Bolduc, J. Lean, N. Krivova, P. Charbonneau, G. Cessateur, M. Haberreiter, S. Melo, V. Delouille, B. Mampaey, K. L. Yeo et W. Schmutz. Solar Spectral Irradiance Variability in November/December 2012 : Comparison of Observations by Instruments on the International Space Station and Models. *Solar Phys.*, 289:4433, 2014.
- Y.-M. Wang, J. L. Lean et N. R. Sheeley. Modeling the Sun's magnetic field and irradiance since 1713. *Astrophys J.*, 625:522, 2005.
- M. Weber, J. P. Burrows et R. P. Cebula. Gome Solar UV/VIS Irradiance Measurements between 1995 and 1997 - First Results on Proxy Solar Activity Studies. *Solar Physics*, 177:63–77, 1998.
- R. C. Willson. Total solar irradiance trend during solar cycles 21 and 22. *Science*, 277:1963, 1997.
- R. C. Willson. ACRIM3 and the Total Solar Irradiance database. *Astrophysics and Space Science*, 352:341–352, 2014.
- R. C. Willson et H. S. Hudson. The Sun's luminosity over a complete solar cycle. *Nature*, 351:42, 1991.

R. C. Willson et A. V. Mordvinov. Secular total solar irradiance trend during solar cycles 21-23. *Geophys. Res. Lett.*, 30:1199, 2003.

T. N. Woods, F. G. Eparvier, S. M. Bailey, P. C. Chamberlin, J. Lean, G. J. Rottman, S. C. Solomon, W. K. Tobiska et D. L. Woodraska. Solar EUV experiment (SEE) : Mission overview and first results. *J. Geophys. Res.*, 110:A01312, 2005.

CHAPITRE 2

A RECONSTRUCTION OF ULTRAVIOLET SPECTRAL IRRADIANCE DURING THE MAUNDER MINIMUM

C. Bolduc¹, P. Charbonneau¹, R. Barnabé¹, M. Bourqui^{1,2,3}

Solar Physics (2014) 289 : 2891–2906

DOI 10.1007/s11207-014-0503-0

Received: 10 July 2013 / Accepted: 12 February 2014 / Published online: 5 March 2014

¹Département de Physique, Université de Montréal, C.P. 6128, Succ. Centre-Ville, Montréal, Québec, H3C 3J7, Canada

²Dr Bourqui – Atmospheric and Climate Sciences Consulting, Zürich, CH

³Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, McGill University, 806 Sherbrooke West, Montréal, QC, Canada H3A 0B9

ABSTRACT

We present a reconstruction of the solar spectrum in the near and mid-ultraviolet spectral range during the Maunder Minimum, a period of strongly suppressed magnetic activity spanning the second half of the 17th century. This spectral reconstruction is based on an extension of the Monte Carlo Solar Spectral Irradiance Model (MOCAS-SIM). The new version of the model, documented in this paper, extends its spectral range down to 150 nm, its temporal range back to 1610, includes a secular modulation of the quiet Sun emissivity based on a total solar irradiance reconstruction, and uses the *Atmospheric Laboratory for Applications and Science-3* (ATLAS-3) spectrum as a reconstruction baseline. The model is validated against the ATLAS-1 spectrum for March 29, 1992, showing a general agreement varying from $\sim 1\%$ in the 300 – 400 nm range, up to 3 – 5% below 200 nm, the largest discrepancies occurring in emission lines formed in the chromosphere and transition region. We also reconstruct ultraviolet spectra for May 2008 and March 2009, spanning the extended phase of low activity separating Cycles 23 and 24. Our results suggest that despite the unusually long temporal extension of this activity minimum, the ultraviolet emission still remained slightly larger than during the Maunder Minimum, due to the lingering presence of decay products from active regions having emerged in the late descending phase of Cycle 23.

Keywords: Solar irradiance; Spectrum, ultraviolet

2.1 Introduction

Observations of solar spectral irradiance (SSI) in the ultraviolet have shown that its variability over the course of the magnetic activity cycle is much larger than the $\sim 0.1\%$ characterizing total solar irradiance (TSI). For example, the spectra obtained by the *Solar SPECTrum* (SOLSPEC) instrument on the *Atmospheric Laboratory for Applications and Science* (ATLAS) 1 and 3 missions by Thuillier et al. (2003) at epochs of high and low solar activity respectively, reveal that the variability increases rapidly with decreasing wavelength, from about 1 % at 300 nm up to 10% around 150 nm. In itself, the

direct impact of TSI variability on climate is probably too low to account for global warming measured in recent decades. Even though the effects of SSI variability on the stratosphere, combined with surface effects by TSI variability, are now thought to impact significantly the troposphere, with the stratosphere acting as an amplifier of solar variability (Haigh et al., 2010), the change in solar irradiance cannot explain the recent increase in global temperature (Forster et al., 2007). It is widely accepted that anthropogenic forcing is responsible for the recent global warming and that the contribution from the solar forcing is very low in comparison, especially considering that solar activity has been decreasing over the past decade. However, before the beginning of the industrial era, when anthropogenic forcing was negligible, the SSI variability might have had an important influence on climate. One striking example is the coincidence of the Maunder Minimum, during which solar activity (and possibly solar irradiance) was very reduced, and the Little Ice Age, during which temperatures were noticeably colder, especially in the northern hemisphere (Gray et al., 2010).

The understanding of the physical mechanisms implied and their mutual interactions necessitate accurate modelling of the atmosphere, including solar radiative forcing. For the modern era this can be achieved by directly incorporating temporally extended spaceborne spectral irradiance measurements, from the *Upper Atmosphere Research Satellite* (UARS) mission between 1991 and 2002 (Floyd et al., 2002, Rottman et al., 2001), by the *Variability of solar IRradiance and Gravity Oscillations* instrument (VIRGO) on the *Solar and Heliospheric Observatory* (SOHO) since 1995 (Fröhlich et al., 1997), by the *Solar Radiation and Climate Experiment* (SORCE) experiment since 2004 (Harder et al., 2010, Snow et al., 2012), and by the *PRECision MONitor Sensor* (PREMOS) on PICARD since 2010 (Schmutz et al., 2009), for example. However, when one wants to understand the processes involved during the Maunder Minimum, one must use reconstructed solar irradiance. Many approaches have been developed to generate such reconstructions; Thuillier et al. (2014) compared five of them on the basis of their absolute values, their relative variability for certain dates and their integrated flux in spectral bands relevant for climate modelling. These include the National Research Laboratory Solar Spectral Irradiance (NRLSSI) model (Lean, 2000a) that can produce reconstruc-

tions starting in 1610 between 120 nm and 100 μm , using solar images and the Ca II and Mg II indices. The Spectral And Total Irradiance REconstructions (SATIRE) model (Krivova et al., 2010) allows reconstructions starting in 9500 BP between 120 nm and 160 μm with different proxies depending on the period and with full radiative transfer. The model described in Shapiro et al. (2011a) (abbreviated SEA) also uses a radiative transfer code (COde for Solar Irradiance, COSI, Haberreiter et al., 2008) for the reconstructions on the wavelength domain between 160 nm and 160 μm , starting in 7000 BP. Finally, the MaGnesium–Neutron Monitor (MGNM) model works in the UV only (120–400 nm), starting in 7000 BP, using the Mg II index and neutron monitor data. Good general agreement at the 5 to 10% level is found between these various reconstructions as well as against observed spectra, for most of the wavelength range and dates examined. However, the associated differences in solar heating rates predicted at a given date in the mesosphere turn out to be comparable to the heating rate differences between periods of low and high magnetic activities. This indicates that agreement at the 10% level is not good enough for atmospheric/climate studies.

Thuillier's et al. (2014) study motivated the improvement of the original version of the Monte Carlo Spectral Solar Irradiance Model (MOCASSIM), as documented in Bolduc et al. (2012), which was included as one of the five reconstructions being tested. More specifically, their comparative study required the extension to shorter wavelength, so as to be able to produce reconstructions in the spectral bands used for climate modelling, as well as to extend further in the past, all the way to the 17th century Maunder Minimum. Both challenges were met successfully, and this paper documents these improvements, and presents in some detail solar UV spectral reconstructions for the Maunder Minimum epoch.

Section 2.2 presents a brief overview of the original MOCASSIM model for spectral irradiance between 200 and 400 nm for the period 1874–2010. The following sections describe the three primary improvements introduced into the model, namely the extension to shorter wavelengths (Section 2.3.1), the inclusion of a slowly-varying quiet-Sun component (Section 2.3.2), and the extension in the distant past using simulated sunspot emergences (Section 2.3.3). A reconstructed spectrum for March 11, 1992, is compared

with the ATLAS-1 spectrum, observed on the same date, as a validation for our model (Section 2.4). Some representative spectral-flux times series and spectra are then presented in Section 3.5, focusing on a comparison of spectra representative of the Maunder Minimum epoch (averaged over the year 1680) and the Cycle 23 minimum (averaged over March 2009). We conclude in Section 2.6.

2.2 The Reconstruction Model

The MOCASSIM model (Bolduc et al., 2012, hereafter Paper I) is an adaptation of the Crouch et al. (2008) model for total solar irradiance, which is a data-driven Monte Carlo simulation of solar active region emergence, fragmentation and erosion. Sunspots are “injected” on a synthetic solar surface on a one-day temporal cadence, with their observed heliographic location, area and time of emergence, in conjunction with a stochastic algorithm for introducing unobserved backside emergences. The decay of sunspots is modeled through a stochastic fragmentation cascade and boundary erosion, with fragments grouped into two size-based categories. Large-scale fragments are flagged as sunspots and/or pores, and continue to undergo fragmentation and erosion, while small-scale fragments are to become part of faculae and/or active network. See Section 2.2 of Crouch et al. (2008) for more details on this procedure and an extensive literature review justifying its assumptions. The contribution of the quiet-Sun network is modeled separately, as a stochastic emissivity component. The resulting time-evolving distribution of fragments is then used in a four-component model of the spectral solar irradiance:

$$S_{\lambda}(t) = S_{\lambda,Q}(t) + \sum_k \Delta S_{\lambda,S,k}(t) + \sum_j \Delta S_{\lambda,F,j}(t) + S_{\lambda,N}(t) \quad (2.1)$$

$$S_{\lambda,N}(t) = \alpha(1 - \beta A_{\text{mag}}(t)) \cdot (S_{\lambda}(t) - \bar{S}_{\lambda}(t)) + \gamma |r_g| \quad (2.2)$$

where $S_{\lambda,Q}$ is the quiet Sun contribution, $\sum_k \Delta S_{\lambda,S,k}$ and $\sum_j \Delta S_{\lambda,F,j}$ are, respectively, the sum on each individual sunspot k and facula j contribution. The spots and facular contribution are calculated by multiplying their area, determined by the Monte Carlo simulation of spot decay, with their contrasts, which are calculated with the proce-

dures described below. The network contribution $S_{\lambda,N}$, as defined through Equation (2.2), includes an amplification of the rotational modulation represented by the α factor, weighted by the area occupied by the active region, $A_{\text{mag}}(t)$. The β factor is an adjustable parameter scaling the amplitude of the weighting by the total active region areas. This term modulates an amplification of the deviation around the mean, represented by $S_{\lambda}(t) - \bar{S}_{\lambda}(t)$, where $\bar{S}_{\lambda}(t)$ is the smoothed irradiance time series, using an 81-day box-car average. It also includes a purely stochastic simulation of the network emissivity, where $|r_g|$ is a normally distributed random number of zero mean and unit variance and γ is a wavelength dependent parameter scaling the contribution. The optimization of the α , β and γ adjustable parameters is described in detail two paragraphs below.

The quiet-Sun emissivity is calculated by interpolating the monochromatic flux at the chosen wavelength on a reference spectrum representative of the Sun during low magnetic activity. A synthetic spectrum (Kurucz, 1993) was used in the original version of the model since it has the advantage of being completely free of magnetic structures, by design. Because the synthetic spectrum deviates significantly from observations below 200 nm, we chose to use an observed spectrum in this new version of the model.

The sunspot spectrum is approximated with a Kurucz's synthetic spectrum with $T_e = 5250$ K, based on the effective average temperature of the umbrae and the penumbrae (respectively $T_e \sim 4500$ K and $T_e \sim 5400$ – 5500 K, Solanki et Unruh, 1998) and their area ratio of 1:3. This allows to calculate the sunspot contrasts with the ratio of the monochromatic flux at $T_e = 5250$ K and the flux of a quiet Sun spectrum at $T_e = 5750$ K. The facular and active network contribution is calculated by the method suggested in Solanki et Unruh (1998). First, the monochromatic flux is used to calculate an emission temperature *via* the black-body formula interpolated at the desired wavelength. This emission temperature is then used to calculate the photon's formation height using the semi-empirical temperature profile "B" by Fontenla et al. (2009). Keeping the formation height fixed at that wavelength, interpolation of their facular profile "P" yields a facular emission temperature, which is converted to spectral flux using the Planck formula. This emission temperature approach is implicitly based on the assumption of local thermodynamic equilibrium, which is known to break down for spectral domains formed high in

the solar atmosphere. Solanki et Unruh (1998) could show that their procedure yields a satisfactory reproduction of ultraviolet radiative variability for wavelengths higher than 200 nm, provided slight adjustments are made to the facular temperature profile (as discussed below). Moreover, the comparative exercise in spectrum reconstruction carried out by Thuillier et al. (2014) indicates that even in the 150–200 nm spectral range, the MOCASSIM spectral reconstructions compare as well to observations as other reconstructions taking into account non-local-thermodynamic-equilibrium (non-LTE) effects in their calculated spectra.

The free parameters of the model, such as α , β and γ , are adjusted simultaneously for 14 wavelengths (see Figure 2.1 for exact values) by minimizing the day-to-day squared difference between the model reconstructions and UARS data. After a few tests, it was determined that keeping the α and β parameters constant for every wavelength helped the convergence of the optimization runs, while maintaining accuracy. Simultaneously, we invert an adjusted facular temperature profile using the optimal emission temperatures, namely the temperatures allowing the best reproduction of UARS variability for the 14 wavelengths. The simultaneous optimization of the free parameters and the adjusted facular temperature is necessary since the latter determines the variability amplitude over a cycle. This multi-objective fitting procedure involves minimizing the day-to-day squared difference between the model reconstructions and UARS data for the temperatures, whereas the α , β and γ parameters are adjusted by minimizing the squared difference between the model and the observed residual distributions, which is a statistical representation of the deviations around the mean in the SSI time series (see Section 2.3 for more details). The optimization of the parameters and the facular temperature inversion are carried out by the genetic-algorithm (GA) based optimizer PIKAIA (Charbonneau, 2002, Charbonneau et Knapp, 1995). See Crouch et al. (2008) and Bolduc et al. (2012) for more details on the use of this procedure in this context, including explicit equations for the different χ^2 minimizations (see their Equations 10–12). The temperatures are then linearly interpolated between the optimal values to produce a newly derived temperature profile which is used for the spectral reconstructions.

2.3 MOCASSIM 2.0

2.3.1 Extension to Shorter Wavelengths

The original MOCASSIM reconstructions are highly inaccurate at wavelengths below 200 nm, to a large extent due to the fact that the baseline Kurucz's (1993) synthetic spectrum differs greatly from observations below this limit (see Figure 2 in Bolduc et al., 2012). We therefore opted to replace it by the ATLAS-3 spectrum, observed on November 11, 1994, near the activity minimum following Cycle 22. Even if it is not a truly non-magnetic spectrum, as the synthetic spectrum previously used, it is nevertheless a good representation of the Sun's emissivity for low magnetic activity. However, the calculation of photon formation heights with the black-body inversion procedure described previously yields different values from those calculated starting from the Kurucz's spectrum, as could be expected from the different monochromatic fluxes at a given wavelength. Therefore, the facular temperatures obtained differ slightly but significantly from those optimized for the early version of the model, which leads to an erroneous reconstructed variability. We carried out a new inversion of an adjusted facular temperature profile using the same wavelengths, but starting with the ATLAS-3 spectrum. This new inversion now includes wavelengths below 200 nm, in order to extend the model's spectral range. Figure 2.1a shows the different inverted temperature profiles in comparison with the original model for the faculae proposed by Fontenla et al. (2009). The very small error bars only reflect the intrinsic accuracy of the GA fitting procedure, and only demonstrate that the latter converges in a robust manner; no attempts were made to propagate measurement errors on the baseline spectrum through the reconstruction procedure.

The optimization was performed simultaneously for the optimal temperature and the amplitude of the network contribution, keeping the rotational modulation amplification factor and the active-region surface-coverage weighting factor constant. Figure 2.1b shows the optimal network factor (γ) in function of wavelength, where it has been linearly interpolated between the wavelengths used for the optimization. Physical interpretation should not be ascribed to the non-monotonic variations with wavelength of

our network emissivity parameter, as these simply reflect parameter values yielding the best fit for our specific choice for the stochastic model. We did verify that the peaks and troughs in the 220–280 nm wavelength range are not due to strong correlations with other fitted parameters, or with the facular temperature profile.

2.3.2 Quiet Sun Variability

For the reconstructions spanning almost four centuries, it is necessary to take into account the contribution of a potential quiet-Sun variability. Other SSI reconstruction procedures include a long-term trend in solar variability. For example, Shapiro et al. (2011a) assume that the minimum state of the quiet Sun in time corresponds to the quietest region on the present Sun. They use proxies such as ^{10}Be isotope concentration in ice cores and neutron-monitor data to interpolate between the current quiet-Sun level and the minimal quiet Sun. This long-term trend dominates the solar-cycle variability on secular time-scales and seems to be responsible for their very large historical variability in comparison with other models. The NRLSSI model uses a 15-year running mean of annual sunspot number coupled with a flux transport model to estimate the change in the quiet-Sun level. In a similar manner, a varying quiet-Sun component based on the radio flux at 10.7 cm ($F_{10.7}$) has been included in the MOCASSIM model.

Tapping et al. (2007) used the nonlinear relationship between $F_{10.7}$ and the sunspot number, calibrated between 1947 and now, to estimate the $F_{10.7}$ values since 1600. Since the $F_{10.7}$ is proportional to the magnetic flux in active regions, it is used to estimate the total active region magnetic flux in the past. Then, the other magnetic flux components, such as faculae, are estimated with a simple cascade model. These are used to estimate the cyclic TSI variability. The secular irradiance component, which can be considered as a variation of the quiet-Sun level, is assumed due to a reservoir of subphotospheric magnetic flux modulating energy flow to the photosphere, causing small temperature variations and consequent small changes in irradiance. The subphotospheric magnetic flux is estimated with a smoothed total photospheric magnetic flux. Therefore, the low band-pass filtered slowly-varying component ($S_{10.7}$) of the $F_{10.7}$ radio flux allows a direct reconstruction of the quiet-Sun total irradiance, according to:

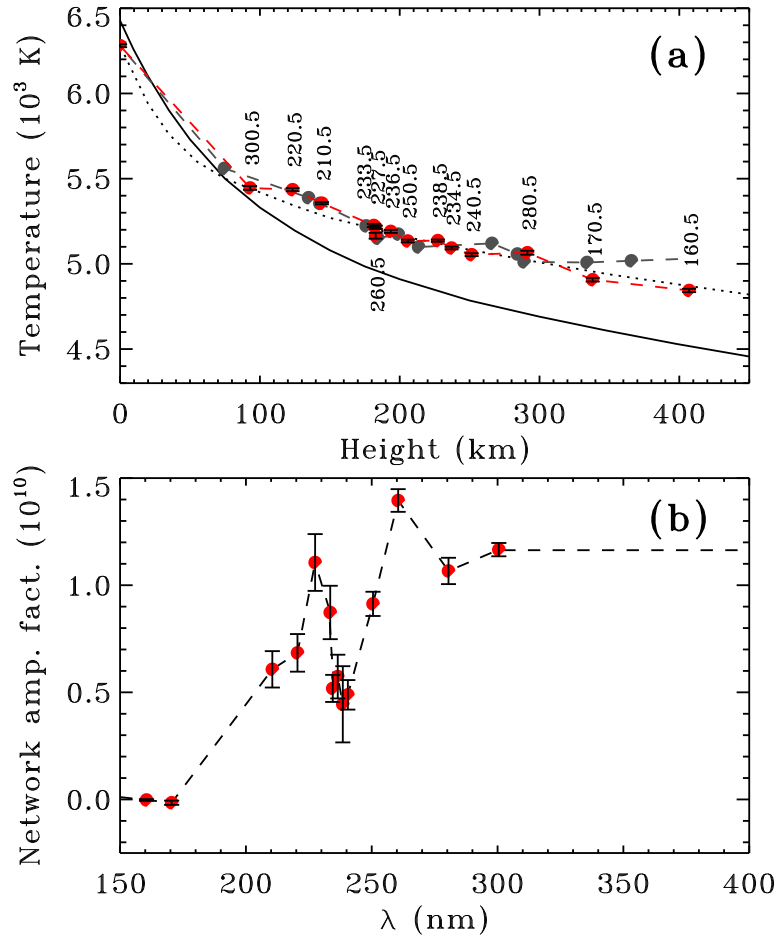


Figure 2.1: (a) Adjusted temperature profile, allowing the best fit to SOLSTICE/UARS data, for the updated version of MOCASSIM (red filled circles) with the error bars corresponding to the averaged revised temperature values plus or minus one standard deviation over the ten optimization runs. The red dashed line is the linearly interpolated temperature profile used for the reconstructions at other wavelengths. The black solid line is Fontenla's *et al.* (2009) profile for the quiet Sun and the black dotted line is their profile for the faculae. The grey filled circles and dashed line is the Bolduc's *et al.* (2012) temperature profile for the faculae. The wavelengths listed are: 160.5, 170.5, 210.5, 220.5, 227.5, 233.5, 234.5, 236.5, 238.5, 240.5, 250.5, 260.5, 280.5, 300.5. (b) The red filled circles represent the average optimal network amplification factor (γ) over ten optimization runs; their error bars are calculated in the same way as the facular temperatures. Once again, a linear interpolation between the optimal values is used for the reconstructions. This factor is kept constant between 300 and 400 nm because no optimization runs were performed in this interval due to the lack of precision of observed data.

$$I_{\odot}(t) = 0.017S_{10.7}(t) + 1364.5 , \quad (2.3)$$

where the constants 0.017 and 1364.5 are obtained using a regression analysis on the Physikalisch-Meteorologisches Observatorium Davos (PMOD) TSI composite (data set d41_61_0604).

An effective temperature is calculated for this irradiance assuming that it is emitted by a black body, as shown in Figure 2.2. Then, this temperature time series is compared with the effective temperature obtained for the value of I_{\odot} for November 11, 1994, (corresponding to the observation of the ATLAS-3 spectrum) in the series. The result is a “correction” time series on the Sun’s effective temperature, which we assumed to be caused by slow variations of the quiet-Sun emissivity. For the spectral irradiance reconstructions, we calculate an emission temperature for the monochromatic flux of the reference quiet-Sun spectrum (in this case, ATLAS-3) and we “correct” it with the differences in effective temperatures calculated previously. It is then converted back to spectral flux with the Planck law.

2.3.3 Back to 1610

One of the most important motivations for the reconstruction of solar irradiance in the UV is for climate simulations during the Maunder Minimum. Other models based on sunspot number (SSN) successfully reconstructed total solar irradiance back to the Maunder Minimum, such as described in Krivova et al. (2007) and Lean et al. (2005). However, the MOCASSIM model necessitates data on sunspots emergences, area and position on the solar disk, which are not available for that period. We opted to develop a Monte Carlo model for synthetic emergences driven by the sunspot number time series (Lemerle *et al.*, 2014, private communication). Although developed independently, this procedure is conceptually quite similar to that described in Jiang et al. (2011). Calibration is carried out over the 1874-2011 interval using daily sunspot data compiled by D. Hathaway (<http://solarscience.msfc.nasa.gov/greenwch.shtml>), to establish the statistical properties of the spots’ probability of emergence,

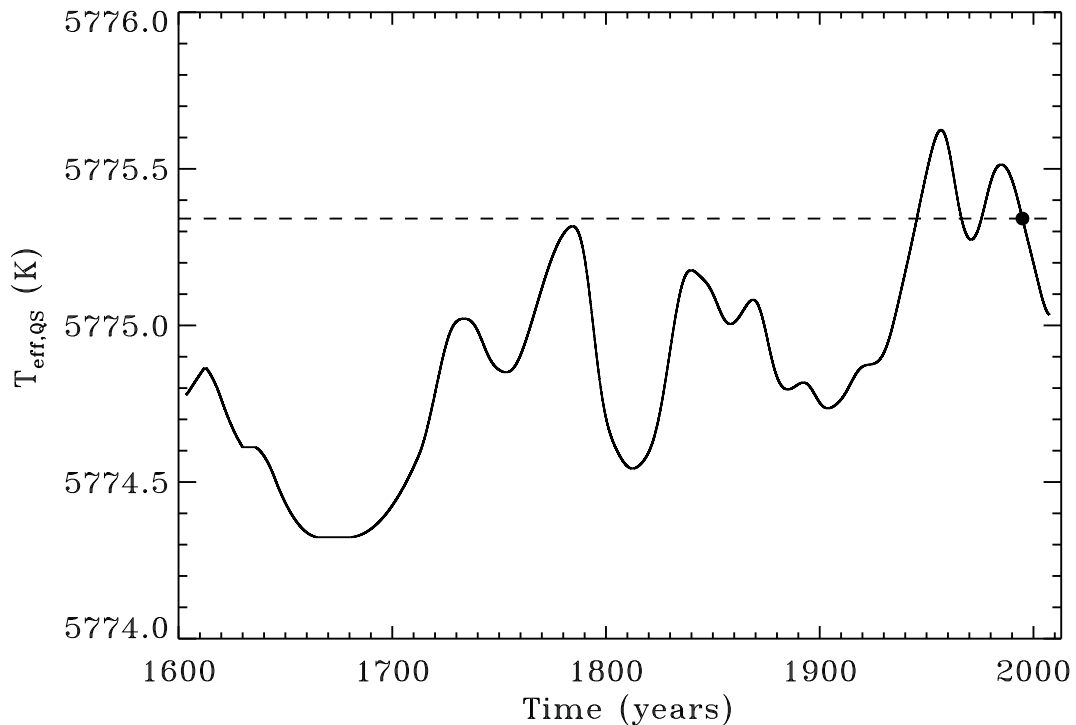


Figure 2.2: Quiet-Sun effective temperature inverted from the reconstructed TSI time series of Tapping et al. (2007). The dashed line shows the temperature corresponding to the date of observation of the ATLAS-3 spectrum.

area and location according to the phase of the cycle as determined from the SSN time series.

Figure 2.3 shows SSI reconstructions for the 1874-2008 interval using the real and synthetic emergences. The agreement is quite good for most of the time interval, with the amplitude, overall shape, and even substructure within individual cycles being well-reproduced. Significant deviations nonetheless exist, notably at the maximum of Cycles 14, 20 and 23 and during the descending phase of Cycles 19 and 20. These discrepancies are not due to the SSI reconstruction procedure itself, but can be traced directly to the simulated patterns of emergences used as its input data. Note also that the associated simulated SSN time series shows deviations with respect to the Zürich SSN time series at a level comparable to that characterizing the Jiang et al. (2011) simulation protocol,

about 1 % in the worst case, at the maximum of Cycle 23 (see Figure 2.3). These syn-

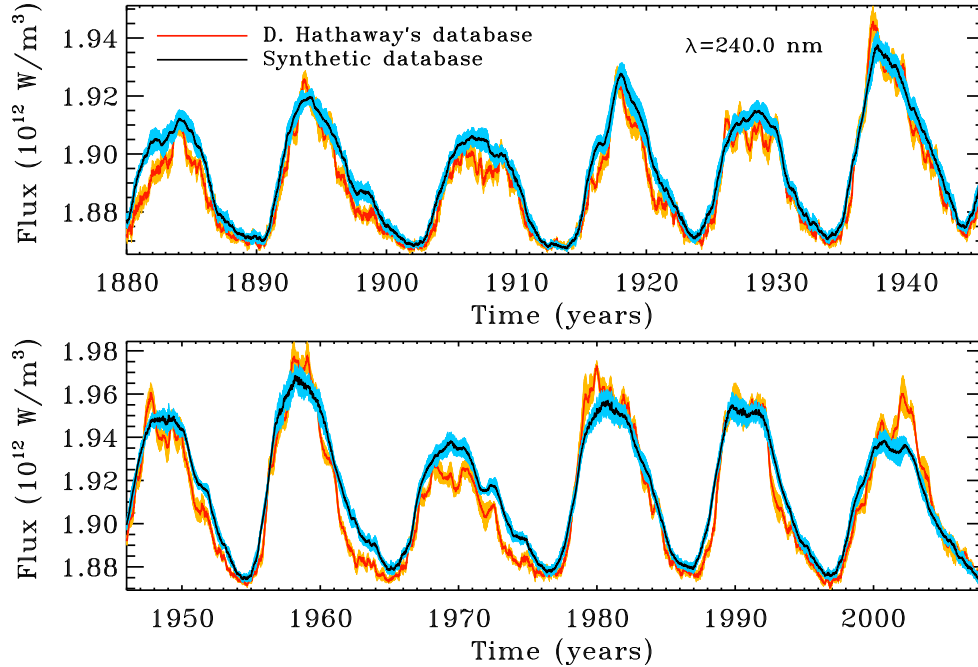


Figure 2.3: Comparison between reconstructed SSI at $\lambda = 240.0$ nm with the observed sunspot emergences extracted from the Greenwich database compiled by D. Hathaway (red solid line) and the synthetic emergences (black solid line). Both are over-plotted on the average of ten realizations plus or minus one standard deviation (in orange and light blue respectively). The ten realizations are performed with different seeds for the random-number generator driving the backside emergences in the first case, and with ten distinct sunspot-emergence time series in the second. The results are smoothed with an 81-day box-car average before averaging over the ten realizations.

thetic sunspot emergence time series are used instead of the observed data to reconstruct SSI from 1610 to the present.

2.4 MOCASSIM 2.0: Validation

We first wish to validate our new inverted facular temperature profile for the whole wavelength range of interest by comparing our reconstructed time series to UARS/SOLSTICE data between 1991 and 2002. On Figure 2.4, we show the reconstructed time series for $\lambda = 150$ nm, which is 10 nm below the smallest wavelength used for the temperature

profile inversion. Considering this, the variability amplitude and the residual distribution are surprisingly well reproduced. The residual distribution is simply the distribution of the difference, for a given day, between the original SSI time series and its smoothed version, which is obtained with a 81-day box-car average. We use this distribution to optimize the parameters determining the amplification of the rotational modulation and the network weighting factor, by minimizing the square difference between the distribution of the observed residuals and the modeled residuals. The fit between the SSI time series and the residual distribution is very good for the wavelengths used for the optimization, as expected (this is not shown).

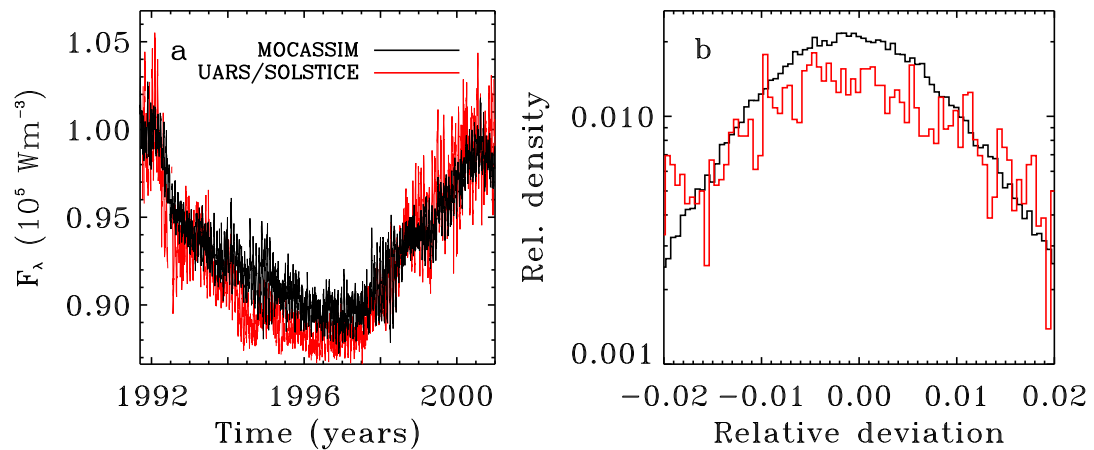


Figure 2.4: (a) Reconstruction of SSI at $\lambda = 150 \text{ nm}$ (in black) compared with UARS/SOLSTICE data (in red). (b) The distribution of the residuals for the model and the observations, being the difference between the original time series and the smoothed time series for every day, with the same color code. In panel (b), the x axis represents the relative deviation to the smoothed time series for a given day, and the y axis represents the fraction of days (over the whole time interval, roughly ten years) showing this specific deviation.

For further validation, we compare the reconstructed spectrum on a given day to available observations. Bolduc et al. (2012) compared a reconstructed spectrum with ATLAS-1, observed on March 29, 1992 (Thuillier et al., 1998), between 200 and 400 nm. Figure 2.5 shows the ATLAS-1 spectrum (in red, $F_\lambda(AT1)$) and a reconstructed spectrum (in black, $F_\lambda(MOD)$) between 150 and 200 nm, including this time the quiet-Sun modulation, as described in Section 2.3.2. Because the two spectra are almost identical across

the spectral range plotted, we also plot in blue their relative difference, defined here as

$$R(\text{MOD:AT1}) = 2 \frac{F_\lambda(\text{MOD}) - F_\lambda(\text{AT1})}{F_\lambda(\text{MOD}) + F_\lambda(\text{AT1})} \quad (2.4)$$

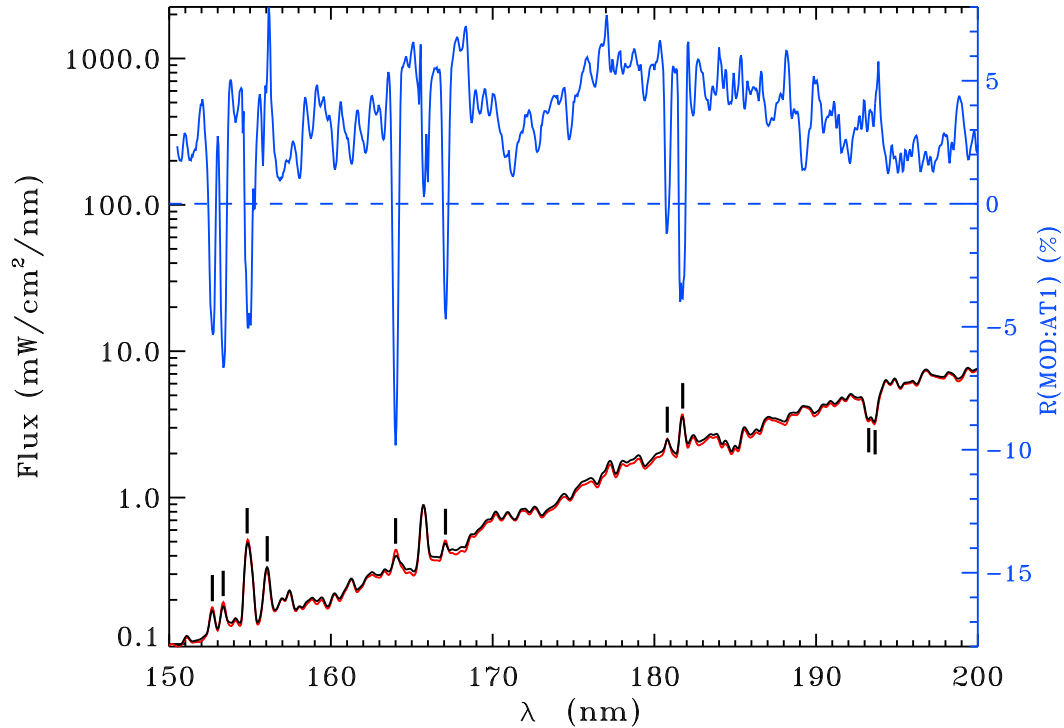


Figure 2.5: ATLAS-1 spectrum (in red) and reconstructed spectrum (in black) with the same resolution as ATLAS-1. The average plus or minus one standard deviation (calculated with the ten synthetic emergence realizations) is also plotted, but its width is smaller than the thickness of the black line. The relative percentage difference between the model and the observations is plotted in blue.

This latter representation highlights differences hard to detect visually by direct comparison of the two spectra on the scale of Figure 2.5. In this wavelength range, our reconstructed spectrum generally overestimates the ATLAS-1 flux scale at the 3 to 5% level. This systematic shift could be largely eliminated by lowering our quiet-Sun temperature by $\sim 6 - 8^\circ \text{K}$. This is much larger than the quiet-Sun temperature variability inferred from the Tapping et al. (2007) reconstruction, so the offset does not originate

in our representation of the quiet-Sun secular variation. However, considering that the absolute uncertainty on the ATLAS-1 spectrum is about 3 % (Thuillier et al., 2004), our reconstruction is still within the margin of error. Our reconstructed spectrum also underestimates the strength of many emission lines, notably at $\lambda \simeq 152.7, 153.3, 154.8, 156.1, 164.0, 167.1, 180.8$ and 181.7 nm, as indicated in Figure 2.5 by short vertical line segments. These are lines (or blends) of Si II, C IV, C I, Fe II, He II and Al II, whose formation heights vary from the chromosphere, for Si II and Fe II (Doschek et al., 1976), to the transition region, for C IV (Fontenla et al., 1999, Shine et al., 1978, Vernazza et al., 1981). Since our reconstruction scheme does not take into account non-LTE effects, essential for such lines, and our facular model only extends to the temperature minimum, these discrepancies are not surprising. That these lines appear in our spectrum is a direct consequence of our use of an observed spectrum as baseline. We should also point out that the variability in absorption lines around 193.5 nm (a blend of Cr II, Fe II and Mn II around 193.25 nm and of Al I, Cr II and Co II around 193.65 nm)⁴, forming lower down, is better reproduced.

At this juncture some technical issues are worth detailing. The reconstructed spectrum in Figure 2.5 is calculated (and plotted) using the same wavelength grid as ATLAS-1. Adopting a different wavelength scale would require, for comparison purposes, *e.g.*, evaluating Equation (2.4), an interpolation of one wavelength scale onto the other. In the early stages of the Thuillier's et al. (2014) comparative exercise mentioned previously, it was quickly realized that the manner in which this interpolation is carried out can generate spurious oscillations in spectral ratio, of a magnitude comparable to their true differences. The preferred strategy is obviously to use the same wavelength sampling as the observed spectrum, which is easy in the context of our reconstruction procedure. However, our baseline spectrum (here ATLAS-3) must then also be interpolated on the target wavelength grid. Various experiments revealed that a simple linear interpolation generally behaves best towards this end.

Finally, in order to validate our reconstructions starting in 1610, we follow Lean et al.

⁴Atomic spectral line database, www.pmp.uni-hannover.de/cgi-bin/ssi/test/kurucz/sekur.html

(2005) and compare the flux variations integrated in spectral bands, between averages over the years 1713 and 1986. We reproduce in Table 2.I their calculated values, obtained with two versions of their model, as described in Lean (2000a) and Wang et al. (2005). The former model infers the long-term trend in solar irradiance from brightness changes in Sun-like stars, and the latter by using a flux transport model to simulate the long-term evolution of the closed flux that generates faculae. For the 200–300 nm band, the

Spectral band (nm)	Lean (2000a)	Wang et al. (2005)	MOCASSIM
200–300	0.9864	0.9957	0.9961 ± 0.0003
315–400	0.9968	0.9990	0.9980 ± 0.0001

Table 2.I: Variations between the year 1713 and the year 1986, for two versions of the NRLSSI model, and MOCASSIM. The MOCASSIM estimate is obtained with nine reconstructions using statistically different sunspot-emergences time series. The ratio has been calculated for these nine reconstructions, then averaged. The standard deviation in the ratio is used as an error estimate in the reconstruction procedure, which is dominated by the variation in backside sunspot emergence.

variability obtained with MOCASSIM is slightly larger than the one obtained by Wang et al. (2005), which is itself larger than the earlier estimation of Lean (2000a). In the 315–400 nm band, MOCASSIM lies between the two. This comparison indicates that our reconstructions compares very well with other semi-empirical models.

2.5 MOCASSIM 2.0: Results

Figure 2.6 shows the average of ten reconstructions at $\lambda = 240.5$ nm and $\lambda = 370.5$ nm produced with ten statistically independent realizations of the sunspot synthetic emergence simulation (using different seeds for the random number generator). The average of the ten reconstructions is illustrated along with its value plus or minus one standard deviation, smoothed with an 81-day boxcar average, on the top panels, in black. In most cases, these “error bars” are smaller than the thickness of the line. The quiet-Sun contribution is also plotted in green. The lower panels show the facular brightening (in red), the spot darkening (in dark blue) and the daily, random network contribution in light blue.

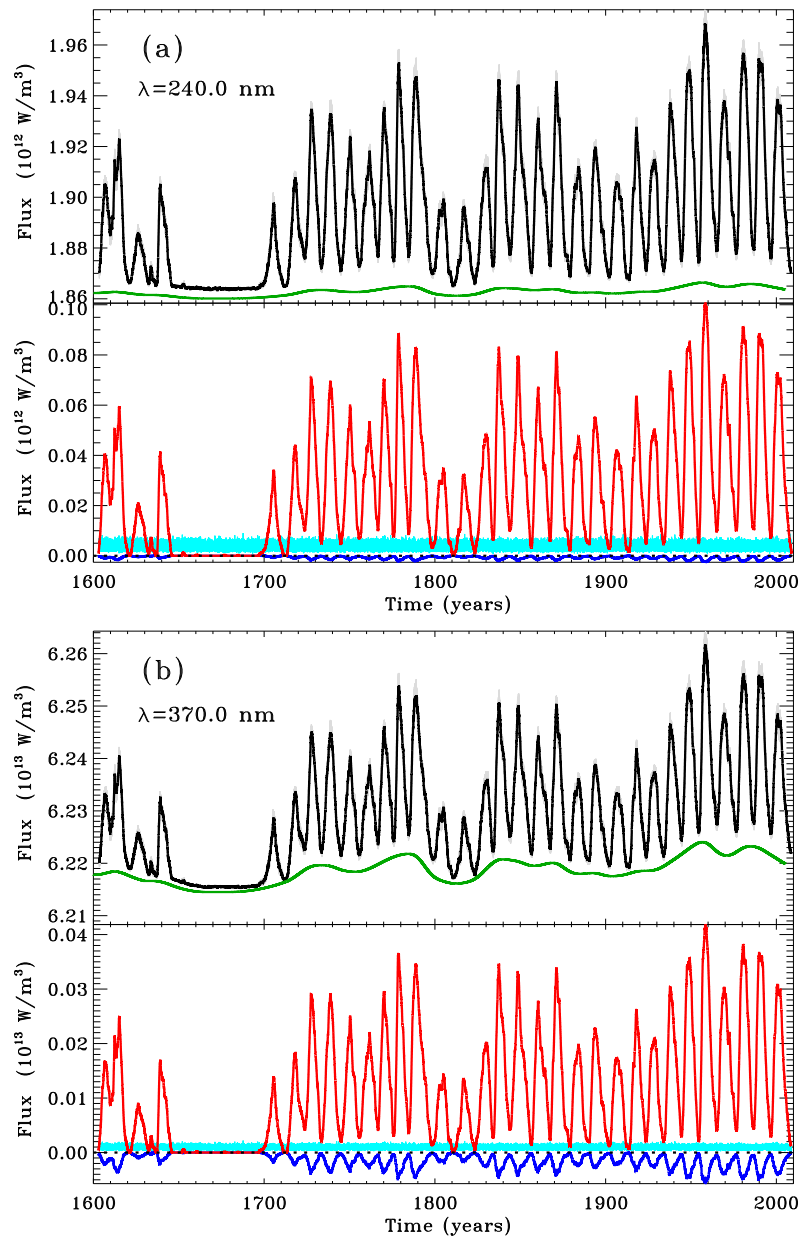


Figure 2.6: The average of ten reconstructions using ten different synthetic sunspot-emergence time series, for $\lambda = 240.5$ nm (a) and $\lambda = 370.5$ nm (b), is illustrated by the solid black curves. The grey area, which is comparable to the thickness of the curve itself, and thus hardly visible, represents the average plus or minus one standard deviation. The bottom panels separate the various contributions to the SSI: the quiet-Sun contribution is plotted in green and the random contribution from the network, weighted by the wavelength dependent factor showed in Figure 1, is plotted in light blue. The red and deep blue curves are the facular and spot contributions to the SSI, respectively.

Several features in Figure 2.6 deserve explicit mention. First, the relative contribution of quiet-Sun variations to the overall cycle-to-cycle variability is more pronounced at long wavelengths, even though the absolute flux variations are proportionally larger at shorter wavelengths. Second, during the Maunder Minimum but also in the minima following low-amplitude cycles, such as during the 1800-1825 Dalton Minimum, as well as in the recent extended minimum preceding Cycle 24, the network contribution is seen to dominate the emissivity at all wavelengths. Because the facular elements in our surface magnetic-flux evolution model decay on a relatively long timescale (~ 92 days, Crouch et al., 2008), their emissivity contribution still dominates in the minimum phases following high-amplitude cycles. This is shown more explicitly in Figure 2.7 for the same wavelengths, for four periods of low activity, including the complete year 1680 representing the Maunder Minimum, May 1996 for the Cycle 22 minimum, May 2008 and March 2009 for the descending phase and minimum of Cycle 23. The contributions from the network, the faculae and the spots are illustrated in light blue, red and dark blue respectively. This clearly shows that the dominant contribution during the Maunder Minimum was coming from the network, whereas the faculae and spots still contributed during the recent minima. We can see the decreasing amplitude of facular and spot contributions between May 2008 and March 2009, as could be expected if we consider the latest period to be corresponding to the minimum of Cycle 23. In summary, during the last minimum, according to our model, the Sun did not reach as quiescent a state as it did during the Maunder Minimum. A similar conclusion is reached by Thuillier et al. (2012) with their reconstruction based on the Mg II index.

The reconstruction of two spectra representative of the Maunder Minimum and of the Cycle 23 minimum allows a more detailed comparison between these two periods. In the first case, we use a spectrum averaged over March 2009 and in the second case, we average over the whole year 1680. Both spectra are calculated with the variable quiet Sun as described in Section 2.3.2, and with the constant quiet Sun from the ATLAS-3 spectrum. Figure 2.8 shows the reconstructed spectra for both periods, now over the full reconstructed wavelength interval 150–400 nm, and using the variable quiet Sun. The difference between the two spectra varies from about 0.7% at the short wavelength end

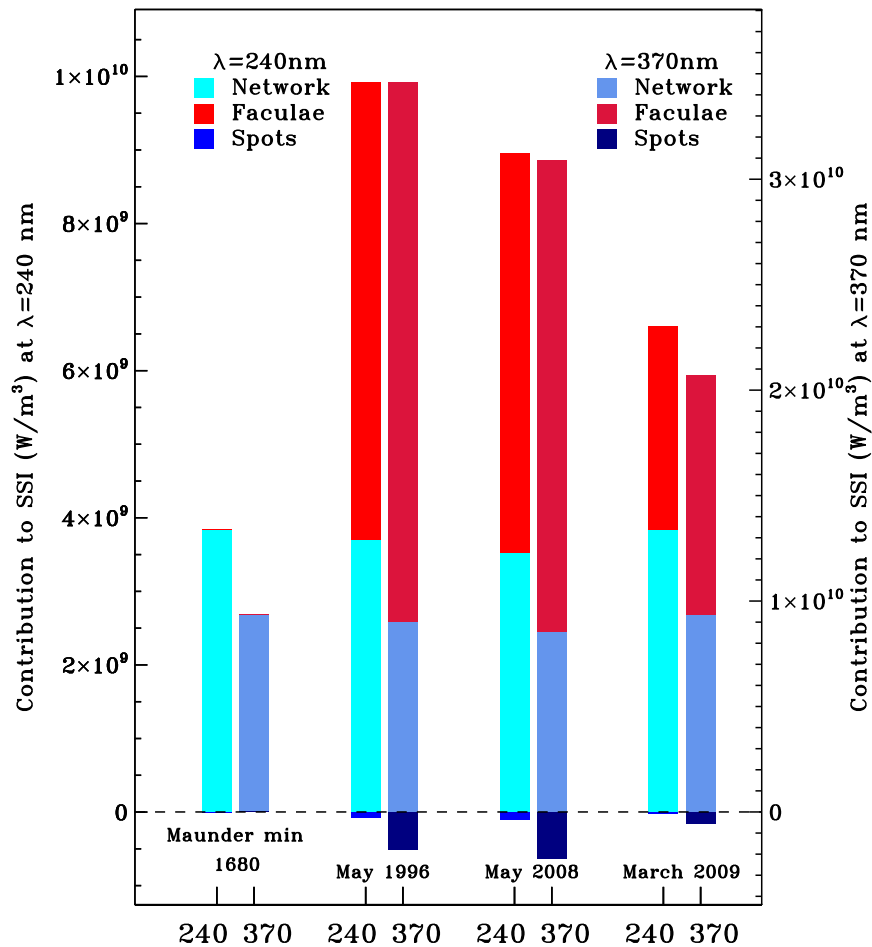


Figure 2.7: Contributions from the network, the faculae and the spots for four periods of low activity, being the year 1680 (Maunder Minimum), May 1996 (minimum of Cycle 22), May 2008 (descending phase of Cycle 23) and March 2009 (minimum of Cycle 23). The wavelengths 240 and 370 nm are considered. The left hand side axis and bars correspond to $\lambda = 240$ nm, and the right hand side axis and bars to $\lambda = 370$ nm. This shows clearly that the network was the only component contributing to the irradiance (along with the quiet Sun, of course) during the Maunder Minimum, whereas the faculae and spots played a more important role during the modern minima. Their contribution decreased between 2008 and 2009, but some faculae and spots remained nonetheless during this especially long minimum.

of the range, down to 0.1% at longer wavelength, and so is too small to be apparent in the logarithmic scale of this plot. We opted again to over-plot their relative difference, as defined by Equation 2.4 (right vertical axis and blue line). We also calculated the same relative difference between the two spectra, but now in a reconstruction using a temporally constant quiet Sun (green curve). Comparing the blue and green curves thus indicates that the differences between the 2009 and the 1680 spectra are primarily due to our quiet-Sun variability for wavelength longer than 300 nm, but not at shorter wavelengths. Evidently, in 2009 there remained sufficient decay elements from active regions to produce significant emissivity above quiet-Sun levels, this being most prominent at short wavelengths due to the spectral dependency of the facular and network contribution.

2.6 Discussion and Conclusions

In this paper we described and documented the latest series of improvements done to the MOCASSIM model Bolduc et al. (2012), a fast model for the reconstruction of spectral irradiance in near- and mid-ultraviolet. The primary improvements are: (1) the extension to shorter wavelengths, (2) the addition of a secular modulation of the quiet-Sun emissivity, and (3) the extension of the reconstructed time interval back to the beginning of the 17th century. The model can now be used for spectral reconstructions between 150 and 400 nm using a new inverted temperature profile for the faculae, optimized using the ATLAS-3 spectrum as a baseline for the quiet-Sun emissivity. The quiet-Sun long-term modulation is calculated with an effective temperature correction on the quiet-Sun emissivity estimated from a TSI reconstruction based on $S_{10.7}$ according to Tapping et al. (2007). In the time period before 1874, *i.e.*, prior to the beginning of the Greenwich photographic sunspot database, a Monte Carlo model driven by the SSN time series is used (Lemerle et al., 2014, private communication, and also Jiang et al., 2011). This improved version of the MOCASSIM model can reproduce UARS/SOLSTICE irradiance time series and the residual distribution for wavelengths as low as 150 nm. It can reproduce the ATLAS-1 spectrum observed on March 29, 1992, to an accuracy of

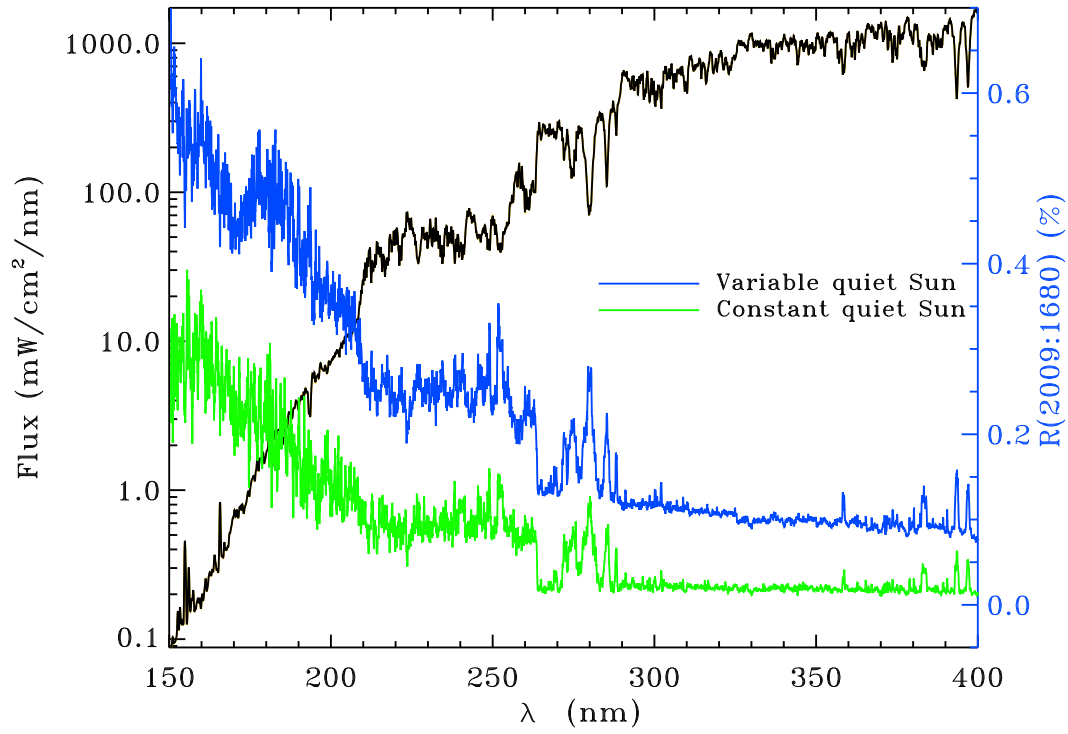


Figure 2.8: Reconstructed solar spectra, with varying quiet Sun, averaged over March 2009 and over the whole year 1680 (both are indistinguishable in the logarithmic scale). Their percentage relative difference is plotted in blue. For comparison, the relative difference of the same spectra calculated with a constant quiet Sun is plotted in green. This clearly shows that the difference between the emissivity during the Maunder Minimum and the 2009 minimum is not only caused by a variation of the quiet Sun, but seems to depend also on remnant magnetic structures such as faculae and the quiet network, still present in 2009.

5% or better between 150 and 400 nm, the largest deviation occurring in emission lines formed in the chromosphere or transition region, which is expected given the design of the model, which lacks a chromosphere.

These improvements were motivated in part by the comparative study of Thuillier et al. (2014), who could show that the MOCASSIM 2.0 reconstructions described in this paper have an accuracy comparable to other existing protocols, namely SATIRE (Krivova et al., 2010), SEA (Shapiro et al., 2011b), NRLSSI (Lean, 2000a), and MGNM (Thuillier et al., 2012). This study showed that the fluxes calculated with the MOCAS-

SIM model agree within 5% with the values calculated with the NRLSSI (Lean, 2000b) and the MGNM (Thuillier et al., 2012) models after 1874.

We have produced reconstructed SSI UV time series extending back to 1610, as well as a mean spectrum for the year 1680, in the middle of the Maunder Minimum. During that time period, our reconstructions suggest that the network is the primary contributor to the UV emissivity in the mid-UV (150–300 nm), while the variation of the quiet-Sun emissivity dominates in the near-UV (300–400 nm). We also compared this spectrum to a mean spectrum for March 2009, during the extended activity minimum between Cycles 23 and 24. Taken at face value, this comparative exercise suggests that in the mid-UV the emissivity was still larger in 2009 than in the Maunder Minimum, but only at the 1% level. Roughly two thirds of that excess can be traced to our quiet-Sun emissivity variation, while in the near-UV the latter is responsible for the whole excess emissivity above Maunder Minimum emissivity.

Acknowledgements We thank Dr. Gerard Thuillier for kindly making available his full solar spectra from ATLAS-1 and ATLAS-3, as well as for numerous useful discussions. We also thank Dr. Ken Tapping for providing his updated sequence of S_{10.7}. This work was supported by Canada's Natural Sciences and Engineering Research Council, Research Chair Program, the Programme de Recherche en Équipe of the Fonds de Recherche sur la Nature et Technologie (Québec, Grant 119078), as well as by the Space Science Enhancement Program of the Canadian Space Agency (Grant 9SCIGRA-21).

BIBLIOGRAPHY

- C. Bolduc, P. Charbonneau, V. Dumoulin, M. S. Bourqui et A. D. Crouch. A fast model for the reconstruction of spectral solar irradiance in the near- and mid-ultraviolet. *Solar Phys.*, 279:383, 2012.
- P. Charbonneau. An introduction to genetic algorithms for numerical optimization. *NCAR Technical Note 450+IA*, page 311, 2002.
- P. Charbonneau et B. Knapp. A user's guide to PIKAIA 1.0. *NCAR Technical Note 418+IA*, page 311, 1995.
- A. D. Crouch, P. Charbonneau, G. Beaubien et D. Paquin-Ricard. A model for the total solar irradiance based on active region decay. *Astrophys J.*, 677:723, 2008.
- G. A. Doschek, U. Feldman, M. E. VanHoosier et J.-D. F. Bartoe. The emission-line spectrum above the limb of the quiet Sun: 1175-1940 Å. *Astrophys J.*, 31:417, 1976.
- L. E. Floyd, D. K. Prinz, P. C. Crane et L. C. Herring. Solar UV irradiance variation during cycle 22 and 23. *Adv. Space Res.*, 29:1957, 2002.
- J. M. Fontenla, W. Curdt, M. Haberreiter, J. Harder et H. Tian. Semiempirical models of the solar atmosphere. III. Set of non-LTE models for far-ultraviolet/extreme-ultraviolet irradiance computation. *Astrophys J.*, 707:482, 2009.
- J. M. Fontenla, O. R. White, P. A. Fox, E. H. Avrett et R. L. Kurucz. Calculation of solar irradiances. I. Synthesis of the solar spectrum. *Astrophys J.*, 518:480, 1999.
- P. Forster, V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Bernsten, R. Betts, D. W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz et R. Van Dorland. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, chapitre Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing, page 188. Cambridge University Press, Cambridge, 2007.

- C. Fröhlich, D. A. Crommelynck, C. Wehrli, M. Anklin, S. Dewitte, A. Fichot, W. Finsterle, A. Jiménez, A. Chevalier et H. Roth. In flight performance of the VIRGO solar irradiance instruments on SOHO. *Solar Phys.*, 175:267, 1997.
- L. J. Gray, J. Beer, M. Geller, J. D. Haigh, M. Lockwood, K. Matthes, U. Cubasch, D. Fleitmann, G. Harrison, L. Hood, J. Luterbacher, G. A. Meehl, D. Shindell, B. van Geel et W. White. Solar influence on climate. *Rev. Geophys.*, 48:RG4001, 2010.
- M. Haberreiter, W. Schmutz et I. Hubeny. NLTE model calculations of the solar atmosphere with an iterative treatment of opacity distribution functions. *Astron. Astrophys.*, 492:833, 2008.
- J. D. Haigh, A. R. Winning, R. Toumi et J. W. Harder. An influence of solar spectral variations on radiative forcing of climate. *Nature*, 467:696, 2010.
- J. W. Harder, G. Thuillier, E. C. Richard, S. W. Brown, K. R. Lykke, M. Snow, W. E. McClintock, J. M. Fontenla, T. N. Woods et P. Pilewski. The SORCE SIM solar spectrum : Comparison with recent observations. *Solar Phys.*, 263:3, 2010.
- J. Jiang, R.H. Cameron, D. Schmitt et M. Schüssler. The solar magnetic field since 1700. I. Characteristics of sunspot group emergence and reconstruction of the butterfly diagram. *Astron. Astrophys.*, 528:A82, 2011.
- N. A. Krivova, L. Balmaceda et S. K. Solanki. Reconstruction of solar total irradiance since 1700 from the surface magnetic flux. *Astron. Astrophys.*, 467:335, 2007.
- N. A. Krivova, L. E. A. Vieira et S. K. Solanki. Reconstruction of solar spectral irradiance since the Maunder minimum. *J. Geophys. Res.*, 115:A12112, 2010.
- R. L. Kurucz. Models, 1993. URL <ftp://ftp.stsci.edu/cdbs/grid/k93models/kp00/>.
- J. Lean. Evolution of the Sun's spectral irradiance since the Maunder Minimum. *Geophys. Res. Lett.*, 27:2425, 2000a.

- J. Lean. Short-term, direct indices of solar variability. *Space Sci. Rev.*, 94:39, 2000b.
- J. Lean, G. Rottman, J. W. Harder et G. Kopp. SORCE contribution to new understanding of global change and solar variability. *Solar Phys.*, 230:27, 2005.
- G. J. Rottman, T. N. Woods, M. Snow et G. de Toma. The solar cycle variation in ultraviolet irradiance. *Adv. Space Res.*, 27:1927, 2001.
- W. Schmutz, A. Fehlmann, G. Hülsen, P. Meindl, R. Winkler, G. Thuillier, P. Blattner, F. Buisson, T. Egorova, W. Finsterle, N. Fox, J. Gröbner, J.-F. Hochedez, S. Koller, M. Meftah, M. Meissonnier, S. Nyeki, D. Pfiffner, H. Roth, E. Rozanov, C. Wehrli, L. Werner et J. U. Wyss. The PREMOS/PICARD instrument calibration. *Metrologia*, 46:202, 2009.
- A. I. Shapiro, W. Schmutz, E. V. Rozanov, M. Schoell, M. Haberreiter, A. V. Shapiro et S. Nyeki. A new approach to long-term reconstruction of the solar irradiance leads to large historical solar forcing. *Astron. Astrophys.*, 529:67, 2011a.
- A. V. Shapiro, E. V. Rozanov, T. A. Egorova, A. I. Shapiro, T. Peter et W. Schmutz. Sensitivity of the Earth's middle atmosphere to short-term solar variability and its dependence on the choice of solar irradiance data set. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 73: 348, 2011b.
- R. A. Shine, B. W. Lites et E. G. Chipman. Overlapping emission peaks in the solar C I multiplets at $\lambda 1560$ and $\lambda 1657$. *Astrophys J.*, 224:247, 1978.
- M. Snow, W. E. McClintock et T. N. Woods. Solar spectral irradiance variability in the ultraviolet from SORCE and UARS SOLSTICE. *Adv. Space Res.*, 46:296, 2012.
- S.K. Solanki et Y.C. Unruh. A model of the wavelength dependence of solar irradiance variations. *Astron. Astrophys.*, 329:747, 1998.
- K. Tapping, D. Boteler, P. Charbonneau, A. Crouch, A. Manson et H. Paquette. Solar magnetic activity and total solar irradiance since the Maunder Minimum. *Solar Phys.*, 246:309, 2007.

- G. Thuillier, M. DeLand, A. Shapiro, W. Schmutz, D. Bolsée et S. Melo. The solar spectral irradiance as a function of the Mg II index for atmosphere and climate modelling. *Solar Phys.*, 277:245, 2012.
- G. Thuillier, L. Floyd, T. N. Woods, R. P. Cebula, E. Hilsenrath, M. Hersé et D. Labs. Solar irradiance reference spectra for two solar active levels. *Adv. Space Res.*, 34:256, 2004.
- G. Thuillier, M. Hersé, D. Labs, T. Foujols, W. Peetermans, D. Gillotay, P. C. Simon et H. Mandel. The solar spectral irradiance from 200 to 2400 nm as measured by the SOLSPEC spectrometer from the ATLAS and EURECA missions. *Solar Phys.*, 214:1, 2003.
- G. Thuillier, M. Hersé, P. C. Simon, D. Labs, H. Mandel et D. Gillotay. Observation of the solar spectral irradiance from 200 nm to 870 nm during the ATLAS 1 and ATLAS 2 missions by the SOLSPEC spectrometer. *Metrologia*, 35:689, 1998.
- G. Thuillier, S. M. L. Melo, J. Lean, N. A. Krivova, C. Bolduc, V. I. Fomichev, P. Charbonneau, A. I. Shapiro, W. Schmutz et D. Bolsée. Analysis of different spectral irradiance reconstructions and their impact on solar heating rates calculations. *Solar Phys.*, 289:1115, 2014.
- J. E. Vernazza, E. H. Avrett et R. Loeser. Structure of the solar chromosphere. III. Models of the EUV brightness components of the quiet Sun. *Astrophys J. Supp. S.*, 45:635, 1981.
- Y.-M. Wang, J. L. Lean et N. R. Sheeley. Modeling the Sun's magnetic field and irradiance since 1713. *Astrophys J.*, 625:522, 2005.

CHAPTER 3

A COMPARISON OF STRATOSPHERIC PHOTOCHEMICAL RESPONSE TO DIFFERENT RECONSTRUCTIONS OF SOLAR ULTRAVIOLET RADIATIVE VARIABILITY

C. Bolduc¹, M. S. Bourqui^{1,2,3}, P. Charbonneau¹

Submitted to Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics

May 2014

¹Département de Physique, Université de Montréal, C.P. 6128, Succ. Centre-Ville, Montréal, Québec, H3C 3J7, Canada

²Dr Bourqui – Atmospheric and Climate Sciences Consulting, Zürich, CH

³Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, McGill University, 806 Sherbrooke West, Montréal, QC, Canada H3A 0B9

ABSTRACT

We present calculations of stratospheric chemical abundances variations between different levels of solar activity using a simple photochemistry model in transient chemistry mode. Different models for the reconstruction of the solar spectrum, as well as observations from the SOLar STellar Irradiance Comparison Experiment (SOLSTICE) and Spectral Irradiance Monitor (SIM) on the Solar Radiation and Climate Experiment (SORCE) satellite, are used as inputs to the calculations. We put the emphasis on the MOnte CARlo Spectral Solar Irradiance Model (MOCASSIM) reconstructions, which cover the spectral interval from 150 to 400 nm and extend from 1610 to present. We compare our results with those obtained with the Naval Research Laboratory Solar Spectral Irradiance (NRLSSI) model as well as with the Magnesium-Neutron Monitor (MGNM) model over a period of time spanning the ascending phase of Cycle 22. We also perform the calculations using SORCE composite spectra for the descending phase of Cycle 23 and with the reconstructed MOCASSIM, NRLSSI and MGNM spectra for the same period for comparison. Finally, we compare the chemical abundances obtained for the Maunder Minimum with those obtained for the Cycle 23 minimum (in March 2009) and find that stratospheric ozone concentration was slightly higher during the recent minimum, consequent to the small positive variability between the MOCASSIM spectra for both epochs, especially below 200 nm. We find that the response in stratospheric ozone is not only dependent on the variability amplitude in the solar spectrum (especially below 241 nm), but also significantly on the basis minimum solar spectrum.

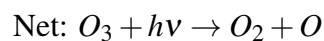
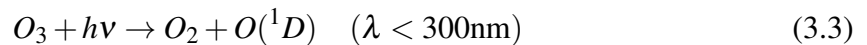
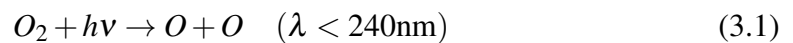
Keywords: Solar spectrum, ultraviolet; stratosphere, ozone

3.1 Introduction

The total solar irradiance variability is well known since the satellite measurements of the solar constant became available (Fröhlich et Lean, 2004). Even if it only accounts for a small fraction of the energy output, the ultraviolet (UV) part of the spectrum is responsible for about 15% of this variability (Lean, 1997). Since the Sun is responsible

for essentially all the energy input on Earth, it is reasonable to suppose that its variability might influence the Earth's atmosphere. The direct contribution of solar radiative variability to recent tropospheric global warming is quite certainly negligible (Forster et al., 2007), especially in comparison with anthropogenic forcing, but the Sun may have been a cause of past climate changes. A good example is the coincidence between the Maunder Minimum, a period of drastically reduced solar activity between 1645 and 1715, and the Little Ice Age, when the temperatures were notably lower in the Northern Hemisphere. Despite this surprising coincidence, the Sun's influence on surface temperatures is not well understood, even though it is generally accepted that stratospheric temperatures and dynamics, as well as patterns of oscillations and circulation in the troposphere, are coupled with the solar cycle (Gray et al., 2010). The evidences for an influence on atmosphere dynamics and chemistry are numerous, especially in the stratosphere, where the solar UV radiation is mostly absorbed by the ozone layer, increasing the solar heating and photolysis rates during the solar maximum.

An important part of the ozone formation–destruction is described by the Chapman cycle, which involves photons with $\lambda < 300$ nm and $\lambda < 240$ nm in the photolysis of O_3 and O_2 respectively:



(Jacob, 1999, eqs. R1–R3). Here the third body M is any inert molecule that can remove the excess energy from the reaction and dissipate it as heat. For instance, we expect that

a wavelength-dependent increase in solar irradiance, with higher variability at shorter wavelengths, should lead to an increase in O_3 production through an increased photolysis of O_2 . In addition to reactions 3.1–3.4, the chemical destruction of stratospheric ozone also depends on the details of the spectral irradiance through additional photolysis reactions, such as, for example, the catalytic loss of ozone through catalytic destruction by the radical family HO_x . This process converts three molecules of ozone into two molecules of O_2 . The H, OH and HO_2 radicals are referred to as the HO_x family.

The stratospheric response in ozone concentration and distribution has been modeled for different solar variability amplitudes by Haigh et al. (2010) in light of the new results obtained by the Spectral Irradiance Monitor (SIM) and SOLar STellar Irradiance Comparison Experiment (SOLSTICE) on board the SOLar Radiation and Climate Experiment (SORCE) satellite (Harder et al., 2009). The SORCE measurements show a variability 4 to 6 times higher than predicted with the Naval Research Laboratory Solar Spectral Irradiance (NRLSSI) model (Lean, 2000). One of the most interesting and unexpected results is an inversion in the trend of ozone variation above ~ 50 km when using SORCE data. This effect is probably caused by catalytic loss of ozone through enhanced production of HO_x . Enhanced photolysis of O_3 produces more atomic oxygen, which in turn reacts with H_2O to produce more OH. The catalytic losses of O_3 by the HO_x family seems therefore more important in the lower mesosphere for very high solar variability (Merkel et al., 2011, and references therein).

Other recent studies also find this inversion when using SORCE data in their chemistry-climate model (CCM): Merkel et al. (2011), Shapiro et al. (2013), Swartz et al. (2012). In the last case, they also find an inversion using a 1-D radiative-convective model with interactive photochemistry. This inversion seems consistent with observations of ozone variation obtained with the Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry (SABER) instrument onboard the Thermosphere, Ionosphere, Mesosphere, Energetic and Dynamics (TIMED) spacecraft.

The present article focuses on the effect of solar variability on photochemistry alone in the stratosphere. We use the photochemical equatorial column model detailed in Muncaster et al. (2012) to evaluate the change in chemical families between two lev-

els of solar activity, being either a minimum and a maximum of a given cycle, or two important minima. To do so, we use different representations of the solar spectrum during these time periods, obtained with different reconstructions and with the SOLSTICE and SIM instruments onboard SORCE. Our objective is to quantify the difference in the ozone response due to the differences between those reconstructed spectra and to assess the importance of precise measurements and modelling of the solar spectrum.

We extracted each reconstruction's fractional variability and multiplied it with a spectrum observed at low activity, ATLAS-3 (Thuillier et al., 2003), in order to extract the effects of solar variability only and to avoid those related with the spectra absolute calibration. The next section presents an overview of the model used for solar spectral irradiance reconstructions, the MOnTe CARlo Spectral Solar Irradiance Model (MOCASSIM; Bolduc et al., 2014, Bolduc et al., 2012). Section 3.3 introduces two other spectral solar irradiance models and observations used for the stratospheric photochemistry simulations. Section 3.4 describes the photochemistry model used to perform the chemical species abundances calculations. Section 3.5.1 presents results for the ascending phase of Cycle 22 and descending phase of Cycle 23, obtained with the Naval Research Laboratory Spectral Solar Irradiance (NRLSSI) model, the MaGnesium–Neutron Monitor (MGNM) model, the MOCASSIM model and the SORCE spectra (Cycle 23 only). The following section (3.5.2) discusses the absence of an inversion in the ozone response at high altitude. Section 3.5.3 compares the ozone concentration during minimum activity using the original reconstructed spectra from each model and the ATLAS-3 spectrum to illustrate the effect of absolute calibration. Finally, we present a comparison between the Cycle 23 minimum and the Maunder Minimum using MOCASSIM in Section 3.5.4.

3.2 The MOCASSIM model

MOCASSIM is described in details in Bolduc et al. (2014), Bolduc et al. (2012). It is an adapted version of the total solar irradiance (TSI) model proposed by Crouch et al. (2008), which is based on data-driven Monte Carlo simulation of sunspots emergence, fragmentation and erosion. The resulting time-evolving area distribution of magnetic

structures is used as input for a four-component model for SSI, including spots, faculae, network, and quiet Sun.

More specifically, the SSI is calculated by adding the wavelength-dependent contribution from the spots, faculae and network to a quiet Sun baseline. This baseline was initially represented by a synthetic, non-magnetic spectrum (Kurucz, 1991), but the departure from the observed solar spectrum below $\lambda = 200$ nm motivated the change to an observed spectrum, ATLAS-3 (Thuillier et al., 2003), obtained during a period of low activity.

For a given wavelength, the ATLAS-3 flux is read (or interpolated if the wavelength does not fall exactly on ATLAS-3 wavelength grid). Then the spots' contrast with respect to the quiet Sun is estimated by the monochromatic flux ratio from a Kurucz's synthetic spectrum with $T_{\text{eff}} = 5250$ K and with $T_{\text{eff}} = 5750$ K, the first being roughly the average temperature of a spot and the second representing the quiet Sun. The Kurucz's spectrum is sufficiently accurate to estimate the spots' contrast even at shorter wavelengths because it is negligible compared to the facular brightening. The spots' contribution to the irradiance is calculated by multiplying their contrast by their total area as given by the fragmentation/erosion Monte Carlo simulation mentioned above. The contribution from the faculae is estimated similarly, with the exception that their contrast is calculated with the simple black-body inversion procedure described in Solanki et Unruh (1998). As for the network contribution, it is simulated stochastically by drawing a random number every day, distributed as observed short-timescale variability, then by weighting it with a wavelength-dependent factor. Finally, a quiet Sun secular modulation is included using the TSI reconstruction by Tapping et al. (2007) to estimate a correction on the quiet Sun emissivity temperature. Adjustable parameters optimization is performed with the genetic algorithm based optimizer PIKAIA (Charbonneau, 2002, Charbonneau et Knapp, 1995). For more details on the model itself and on the attendant optimization procedure, see Bolduc et al. (2014), Bolduc et al. (2012).

This procedure allows spectral reconstructions in the wavelength interval between 150–400 nm, starting in 1610. We present SSI time series for wavelengths $\lambda = 240$ nm and $\lambda = 370$ nm on Figure 3.1 for Cycles 19 and 20, which are of relatively high

amplitudes. We also compare the relative contribution to the SSI from the model's four components: the variable quiet Sun, the spots' darkening, the facular brightening and the contribution from the network. The complete 1610–present time series illustrated in Figure 6 of Bolduc et al. (2014) show that the relative contribution to the SSI from the four components vary in time and with wavelength. For example, the network contribution is seen to dominate during periods of very low activity, such as the Maunder Minimum; the quiet Sun variability contributes more importantly for longer wavelengths.

It is also interesting to compare the monochromatic flux as a function of the cycle phase at different wavelengths. Figure 3.2 shows the monthly averaged flux at $\lambda = 190$ nm and $\lambda = 370$ nm, as a function of the monthly averaged sunspot number (SSN), for the four last solar activity cycles. As expected, the variability is larger for the shortest wavelengths, where the facular brightening is much larger than the spots' darkening. On the contrary, at longer wavelengths, the spots contribution becomes more important and the faculae are less bright.

Finally, another interesting epoch is the recent minimum between Cycles 23 and 24, which was especially long and showed very few sunspots. Considering the yearly averaged sunspot number, the 2009 minimum was amongst the 6 lowest minima of the last 28 cycles (Schrijver et al., 2011). These authors suggest that the irradiance may have reached a state as low as it was during the Maunder Minimum, arguing that the solar activity was similar during both periods. In order to examine this hypothesis with MO-CASSIM, Bolduc et al. (2014) showed a comparison between the reconstructed spectra averaged over the year 1680, during the Maunder Minimum, and over March 2009, during the minimum between Cycle 23 and 24 (see their Figure 8). It shows that the Sun was slightly brighter during the later period, especially at wavelengths shorter than 280 nm (see their Figure 7). This result is explained by the quiet Sun emissivity variation between these two epochs, but the remnant of magnetic structures, such as faculae and network, are responsible for about a third of the variability below 300 nm.

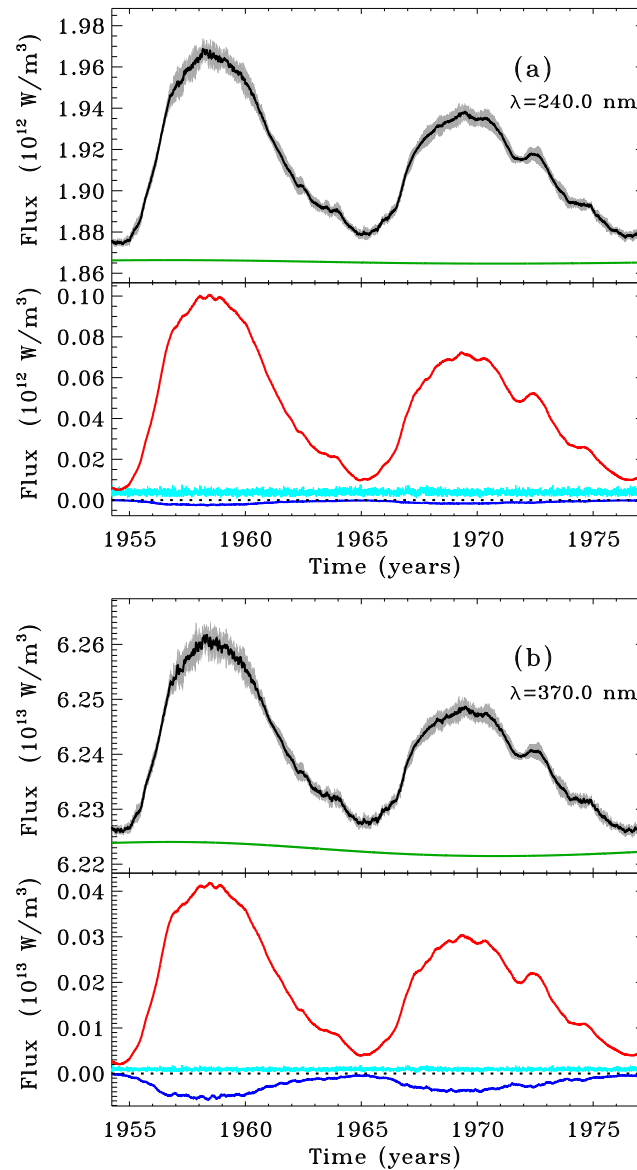


Figure 3.1: The average of ten reconstructions using ten different synthetic sunspot emergence time series, for $\lambda = 240.5 \text{ nm}$ (panel A) and $\lambda = 370.5 \text{ nm}$ (panel B), is illustrated by the solid black curves. The grey area represents the average plus or minus one standard deviation. The various contributions to the SSI are illustrated as follows: the quiet Sun contribution is plotted in green in the upper panels; the random contribution from the network, weighted by the wavelength dependent factor, is plotted in light blue, along with the faculae and spots contributions, in red and deep blue respectively, in the bottom panels.

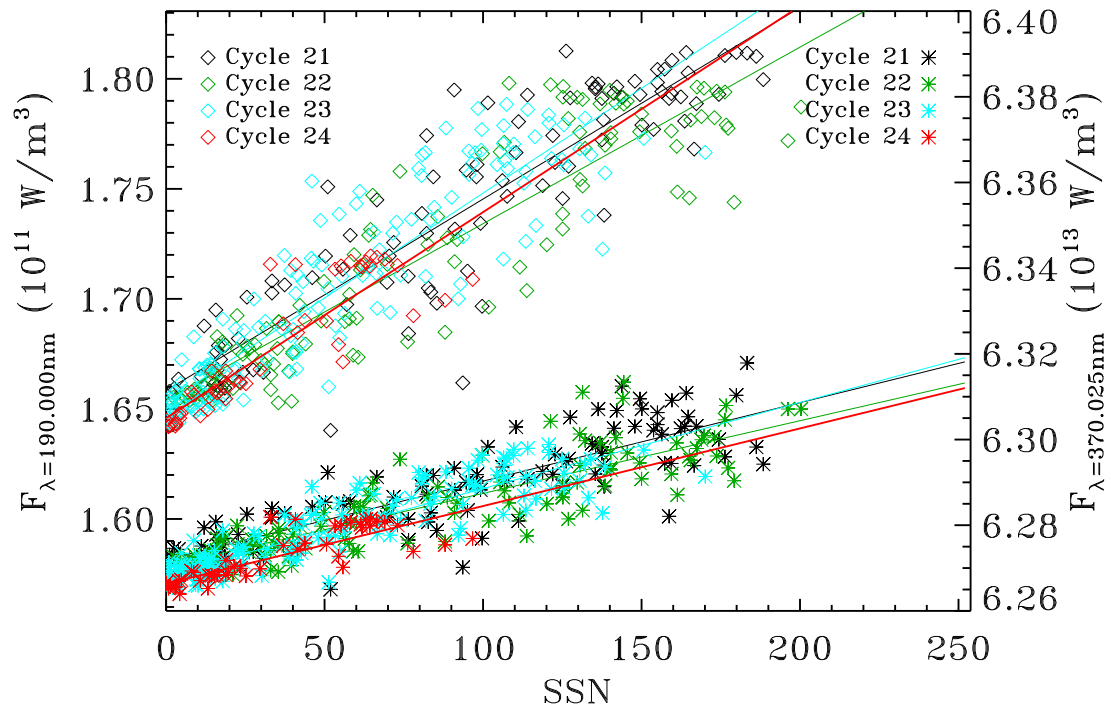


Figure 3.2: Monthly averaged flux from MOCASSIM's reconstructions as a function of sunspot number (SSN) for $\lambda=190$ nm (left axis, square symbol) and 370.025 nm (right axis, asterisk symbol), for Cycles 21 to 24 (from 1986 to present) in black, green, blue and red in chronological order. A linear trend has been plotted for each cycle. The slope is steeper at shorter wavelengths because the bright magnetic structures, whose total area is proportional to the sunspot number, are brighter at shorter wavelengths, and the spots darkening is negligible in this interval. At longer wavelengths, the spots' contribution compensates more easily the brightening from faculae, and therefore leads to lower slope.

3.3 Other SSI reconstructions and observations

In order to assess the impact of the differences between available solar spectral observations and reconstructions on the photochemical reaction for the stratosphere, we run many simulations with different solar spectra for the same time periods. The following subsections offer an overview of the two reconstruction models used in addition to MOCASSIM, as well as the two SORCE instruments measuring spectral solar irradiance

in the near- and mid-UV.

3.3.1 The NRLSSI model

This model, described in Lean (1997, 2000), uses a parametrization of the sunspots and faculae contribution to the SSI, as well as a long-term facular component producing secular changes in solar irradiance, to evaluate the SSI below 400 nm. Wavelength-dependent coefficients modulate the contribution from spots darkening, facular brightening and the slowly varying component, and are determined by multiple regression to reproduce the changes in irradiance observed by SOLSTICE with respect to a reference spectrum (the average of the SOLSTICE spectrum between 1991 and 2002, the UARS operation time period; Rottman (2000)). The NRLSSI reconstructions are available at <http://lasp.colorado.edu/lisird/nrlssi/>.

3.3.2 The MGNM model

The MGNM model (Thuillier et al., 2012) uses the variation of the Mg II index to calculate the spectral irradiance variability between 121 and 400 nm with respect to a reference spectrum (ATLAS-3, same as MOCASSIM), using wavelength-dependent coefficients for each day, calibrated on the variation between the ATLAS-1 and ATLAS-3 spectra (Thuillier et al., 2004). For the reconstruction of the SSI before 1978, neutron monitor data are used to extrapolate the Mg II index using a linear relationship calibrated over the 1978–2010 period.

3.3.3 Model intercomparison

The MGNM, NRLSSI and MOCASSIM models, along with two other solar spectral irradiance reconstruction procedures, namely SATIRE (Spectral And Total Irradiance REconstructions, Krivova et al., 2011) and COSI/SEA (COde for Solar Irradiance, Shapiro et al., 2011a, b), were compared in Thuillier et al. (2014). They conclude that the flux and variability from NRLSSI and MGNM are consistent at the 5% level, and with MOCASSIM at the 10% level, and in general show better agreement above 200 nm

and for more recent periods (after 1978).

Since the purpose of this paper is to compare the response in stratospheric chemical species associated with the solar variability obtained from different models, we plot spectral ratios between maximum and minimum activity in Figure 3.3. We used two periods to compare models among themselves: the Cycle 22 ascending phase and the Cycle 23 descending phase. The spectra were averaged over one month for each maximum/minimum period. November 1989 and September 1986 were respectively considered the maximum and minimum of Cycle 22, and April 2004 and November 2007 were respectively used for the Cycle 23 maximum and minimum, to be consistent with Haigh et al. (2010).

Finally, it is possible to calculate “error bars” on the MOCASSIM reconstructions, representing the uncertainty associated with the stochastic emergence of sunspots on the backside of the Sun and with the sunspots decay, by using 10 statistically independent model realizations, *i.e.* using different seeds for the random number generators. The spectral variability was calculated for each reconstruction, and the average is plotted in Figure 3.3. The standard deviation was calculated simultaneously and is used as an estimate of the model’s intrinsic uncertainty. The average plus or minus one standard deviation is filled in light blue in Figure 3.3. It shows that the variability obtained with other models (*i.e.* NRLSSI and MGNM) is generally within the $1\text{-}\sigma$ deviation of MOCASSIM at all wavelengths for Cycle 23, and above 210 nm for Cycle 22. Both NRLSSI and MGNM show a larger variability than MOCASSIM during the Cycle 22 for $\lambda \leq 210$ nm.

3.3.4 **SORCE/SOLSTICE and SIM data**

The SORCE satellite was launched in 2003 and includes two instruments measuring SSI in near- and mid-UV: SOLSTICE (115–320 nm) and SIM (with two channels covering 200–300 nm and 300–2400 nm, Harder et al., 2009). The measurements cover the descending phase of Cycle 23 and the ascending phase of Cycle 24 and show a variability much larger than the predictions by the NRLSSI model, by a factor 6 to 8 (Haigh et al., 2010). We include the variability of the combined SOLSTICE and SIM data (<http://>

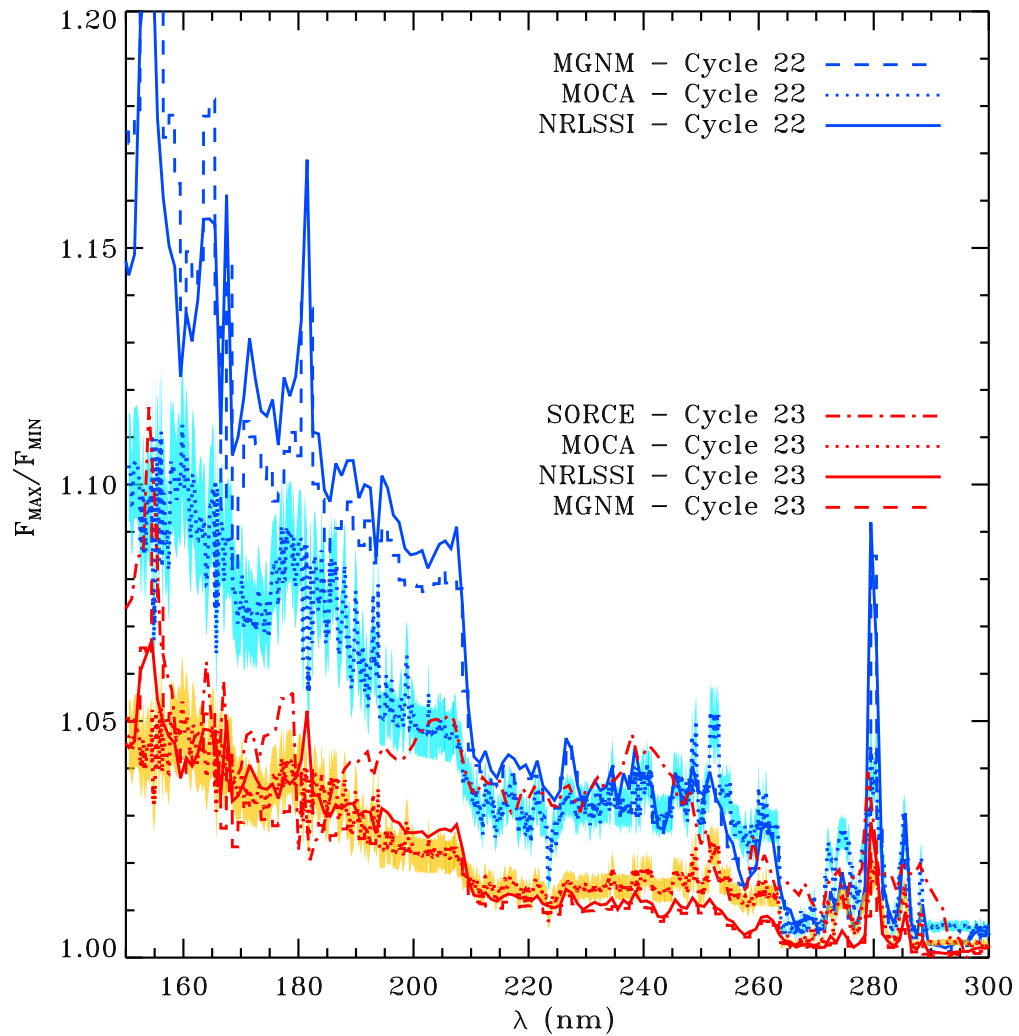


Figure 3.3: Spectral variability for the three models and SORCE observations, for the ascending phase of Cycle 22 and descending phase of Cycle 23. The spectra are averaged over November 1989 for the Cycle 22 maximum and over September 1986 for the minimum. The same is done for April 2004 (Cycle 23 maximum) and November 2007 (approaching Cycle 23 minimum), following Haigh et al. (2010). The light blue and orange shaded areas correspond to the average plus or minus $1\text{-}\sigma$ deviation of the variability of ten statistically independent MOCASSIM reconstructions.

lasp.colorado.edu/home/sorce/data/ssi-data/) in Figure 3.3 for the descending phase of Cycle 23. Between 180 and 250 nm, both the NRLSSI and MOCAS-

SIM reconstructions underestimate the variability inferred from SORCE observations by about a factor 2.

3.4 The photochemistry model

The photochemistry column model we use for the calculation of chemical species concentrations and partitioning ratios variations in the stratosphere is described extensively in Muncaster et al. (2012). It is an adapted version of the stratospheric photochemical scheme developed for the Belgian Assimilation System for Chemical Observations (BASCOE, Viscardy et al., 2010). It calculates the temporal evolution of 57 chemical species described by a system of 199 chemical reactions, and includes an on-line calculation of the photolysis rates. The model calculates the photochemistry at each 1 km level between 10 and 55 km in altitude for equatorial conditions. An artificial upper atmosphere is added in order to account for absorption of solar irradiance above 55 km and an artificial troposphere is added to account for reflected solar irradiance at the surface. In order to isolate the photochemical processes, the model excludes transport, diffusion, and external sources or sinks. It is used in a pure photochemistry mode and the temperature and pressure are kept constant in time, so that the changes observed are only a consequence of the change in photolysis rates due to solar irradiance variations during the day. Therefore, the simulations are performed in a transient mode, where chemical concentrations change only according to their individual lifetimes.

One of the experiments performed by Muncaster et al. (2012) consists in evaluating the stratospheric response to different levels of solar irradiance, with the solar spectrum kept constant throughout the simulation of duration ten days. They used the NRLSSI solar spectra (Lean, 1997) for minimum and maximum solar activity, represented by the average over September 1986 and November 1989 respectively. The initial concentrations and temperature are set to monthly and zonally averaged values taken from a 22-yr simulation with the Canadian Middle Atmosphere Model (Semeniuk et al., 2011) with greenhouse gases and halogen concentrations fixed to year 1979 (courtesy Kirill Semeniuk). The response between solar minimum and maximum conditions in five chemical

families (odd oxygen $O_x = \{O^3P, O^1D, O_3\}$; odd hydrogen $HO_x = \{H, OH, HO_2\}$, odd nitrogen $NO_x = \{NO, NO_2, NO_3\}$; $Cl_x = \{Cl, ClO\}$ and $Br_x = \{Br, BrO\}$) concentrations and partitioning ratios ($\frac{O}{O_x}$, $\frac{NO}{NO_x}$, $\frac{OH}{HO_x}$, $\frac{Cl}{Cl_x}$ and $\frac{Br}{Br_x}$) are calculated for the fifth day of the simulation (see Figure 3 of Muncaster et al. (2012)). We retain this simulation protocole, but perform new calculations using different reconstructions, different dates, and in some cases, updating the solar spectrum on every day.

In order to isolate the effect of the solar spectrum variation alone, and not its absolute value, we extracted the fractional variability from each reconstruction or observation and we applied it on a common, low-activity spectrum, similarly to Merkel et al. (2011). We chose to use the ATLAS-3 spectrum, first because of its good spectral resolution and second because it is the most consistent choice when using the MOCASSIM and MGNM models. Therefore, all spectra at minimum activity are simply equal to the ATLAS-3 spectrum.

In the case of the NRLSSI model and the SORCE observations, the spectral resolution is considerably lower than that of the ATLAS-3 spectrum. Previous experiments have shown that a straightforward integration of these spectra on the wavelengths bands used as inputs in the photochemistry model lead to erroneous values due to aliasing effects and interpolation on the waveband lower- and upper-limits. In the present case, we wished to preserve the wavelength grid of the ATLAS-3 spectrum in order to minimize these errors, while using the SORCE and NRLSSI variability. To do so, we smoothed the ATLAS-3 flux values in order to simulate a lower spectral resolution. The variability from SORCE and NRLSSI was then interpolated on the ATLAS-3 wavelength grid with cubic splines. Finally, the maximum activity spectrum was obtained by multiplying the smoothed ATLAS-3 spectrum with the spectral variability obtained. In summary, the simulations performed with NRLSSI and SORCE used a smoothed version of ATLAS-3 at minimum activity and a smoothed version multiplied with interpolated variability at maximum, in order to avoid the significant errors associated with integration and interpolation. We found that the resulting integrated fluxes are much closer to the actual solar spectrum than when using any other method.

Finally, another experiment was performed with MOCASSIM in order to evaluate

the model's sensitivity to short-term (~ 1 day) changes in solar irradiance. The spectrum was updated daily, and two set of 100 simulations were averaged on day five to evaluate the response (not shown on the plots). These 100 runs used the reconstructed spectra from consecutive days, with every simulation overlapping the last 5 days from the previous one and the first five days of the next, allowing us to restrain the time interval covered to a period representative of minimum/maximum conditions. The dates were selected to include the months of September 1986 and November 1989 at the center of the time interval. On average, over the 100 runs, the impact of daily variability proves to be negligible.

3.5 Results and discussion

The response in the previously mentioned chemical families and partitioning ratios are shown in Figure 3.4 in units of volume mixing ratio (ratio of the number density of the gas to the total number density of the atmosphere). These simulations were performed using the MOCASSIM reconstructions for Cycle 22. In order to provide an easier visual comparison of the amplitude of the response for the different models, a variation profile is plotted as a function of altitude for O_x and O/O_x , at noon, for every model and every period, in Figure 3.5 (in absolute values) and in Figure 3.6 (in percentage variation with respect to the minimum conditions). Table 3.I summarizes the maximum response in O_x at noon (day five) and compares it to the integrated flux below 241 and 303 nm (starting at 119 nm) for all models/observations and time periods considered. These wavelengths were chosen because they are boundaries of wavebands used in the photochemistry model (the lowest wavelength included being 119 nm) and represent the threshold under which the photolysis of O_2 and O_3 occur, respectively.

3.5.1 Min-max variability over ascending phase of Cycle 22 and descending phase of Cycle 23

Figure 3.4 shows the diurnal cycle difference between maximum and minimum solar conditions (respectively September 1986 and November 1989) on day five of the simu-

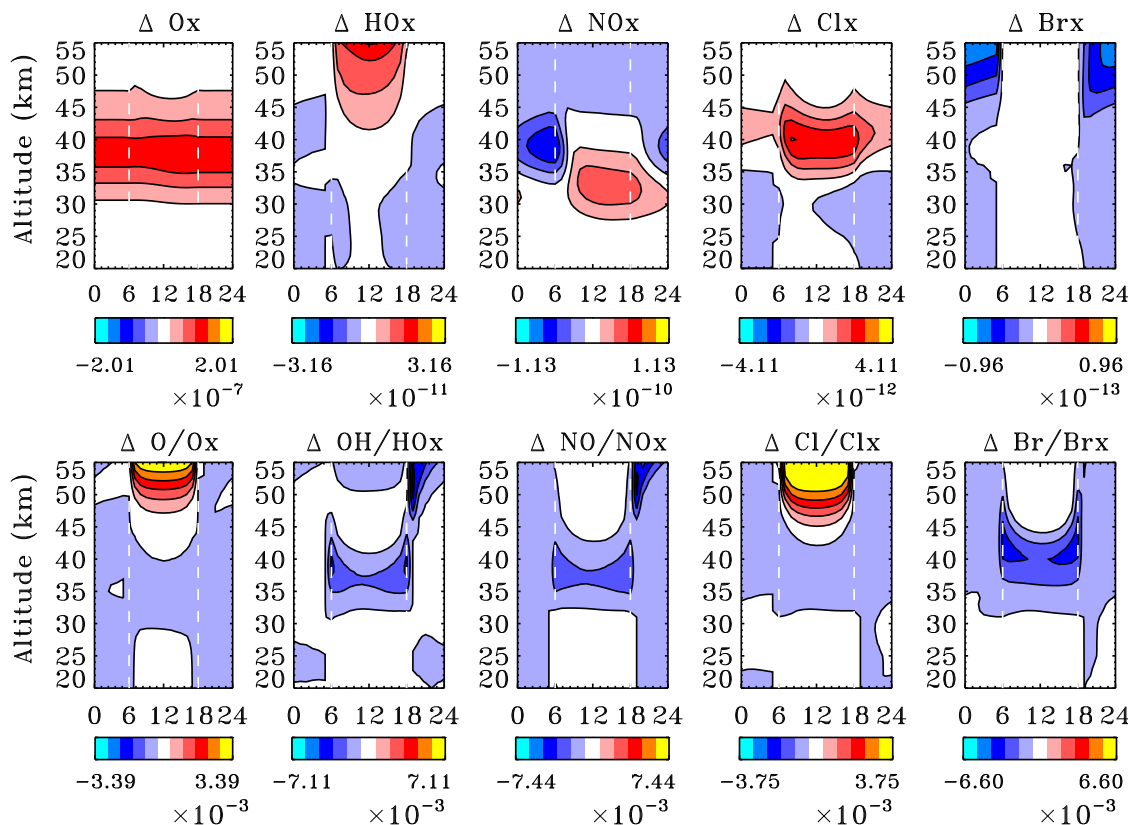


Figure 3.4: Solar maximum–minimum response for five chemical families and partitioning ratios, using the fractional solar variability obtained with MOCASSIM reconstructions between November 1989 and September 1986 multiplied by the ATLAS-3 spectrum to represent the solar maximum, and the ATLAS-3 spectrum itself for the solar minimum. The color scale indicates the absolute variation in units of volume mixing ratio. The results shown span the fifth day of the simulation, from midnight to midnight, with white dashed lines showing the time of sunrise and sunset. All simulations are performed at the equator.

SSI model /obs.	Cycle 22 (11/1989–09/1986)			Cycle 23 (04/2004–11/2007)			03/2009–1680		
	ΔO_x ($\times 10^{-7}$)	$\Delta F_{\lambda \leq 241\text{nm}}$ %	$\Delta F_{\lambda \leq 303\text{nm}}$ %	ΔO_x ($\times 10^{-8}$)	$\Delta F_{\lambda \leq 241\text{nm}}$ %	$\Delta F_{\lambda \leq 303\text{nm}}$ %	ΔO_x ($\times 10^{-9}$)	$\Delta F_{\lambda \leq 241\text{nm}}$ %	$\Delta F_{\lambda \leq 303\text{nm}}$ %
NRLSSI	1.90	4.21	1.11	6.09	1.32	0.37	–	–	–
MGNM	1.76	3.99	0.99	5.12	1.15	0.29	–	–	–
MOCA	1.20 ± 0.14	3.26 ± 0.40	1.13 ± 0.15	5.46 ± 0.89	1.50 ± 0.25	0.53 ± 0.09	8.63	0.26	0.15
SORCE	–	–	–	13.1	3.72	1.09	–	–	–

Table 3.I: Maximum absolute variation in the O_x family on day 5 (at variable altitudes around $h \sim 40$ km), for all periods with all solar spectra; and relative variation (in percent) of the integrated solar flux between 119.0 and 241.0 nm and between 119.0 and 303.0 nm. When using a variable solar spectrum during the simulations, we calculate the variability in the spectral bands between the minimum/maximum value of the whole spectra ensemble. All variabilities corresponding to the MOCASSIM model are averages over the ten statistically independent spectra and photochemical simulations performed with each of them.

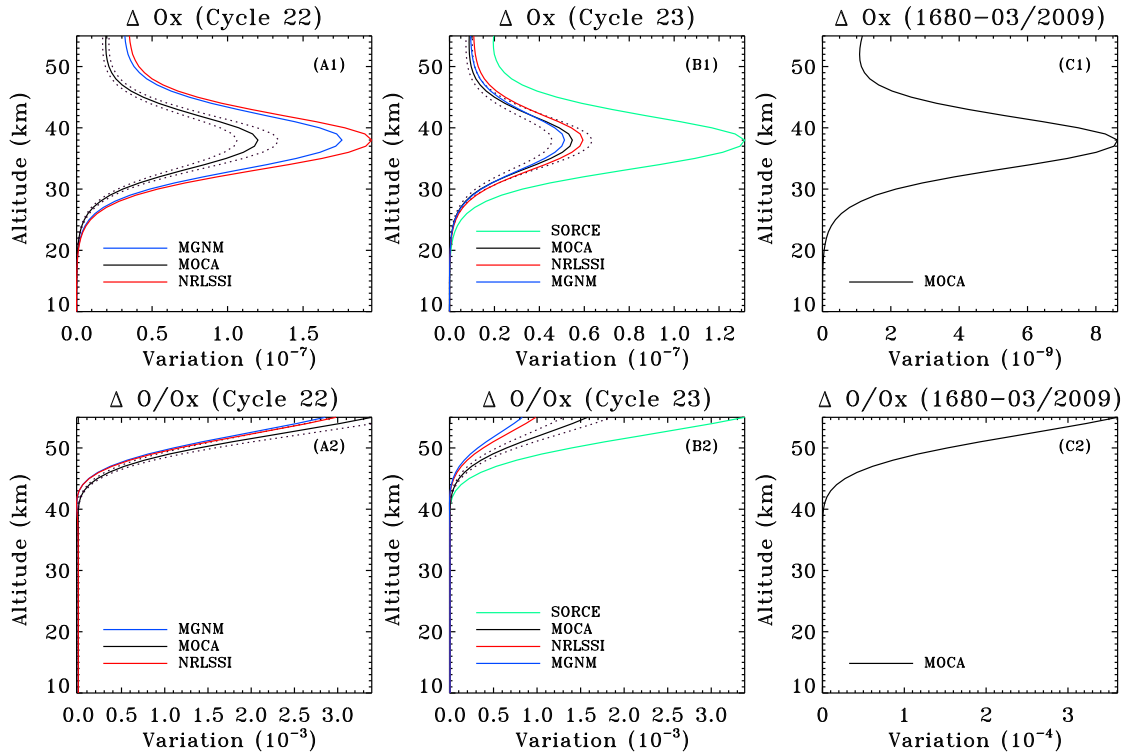


Figure 3.5: Solar maximum–minimum variation in O_x and O/O_x at noon, for Cycle 22 (panels A), Cycle 23 (panels B) and 1680 vs March 2009 (panels C). The different model results are illustrated with different colors. The inherent variability obtained with MOCASSIM as $\pm 1\sigma$ about the average, estimated from ten statistically independent realizations, is shown in dotted black lines, for Cycle 22 and 23. All profiles peak at similar heights (~ 40 km), but responses differ by a factor ~ 2 in amplitude. The maximum variability at noon for each solar irradiance model/data set, for each period, are listed in Table 3.I.

lation as a function of altitude (between 20 and 55 km) using the MOCASSIM model. A similar figure is presented in Muncaster et al. (2012) using the NRLSSI reconstructions over the same period. The diurnal signal is generally similar, with a lower amplitude in the case using the MOCASSIM variability and the ATLAS-3 spectrum baseline. As in Muncaster et al. (2012), we find a positive HO_x response in the upper stratosphere, with an accompanying increased HO_x -related O_x destruction in the uppermost levels of the column model. The same is true for the other O_x destruction pathways NO_x and Cl_x . But none of these destruction pathways are found to dominate the O_x response, as the latter

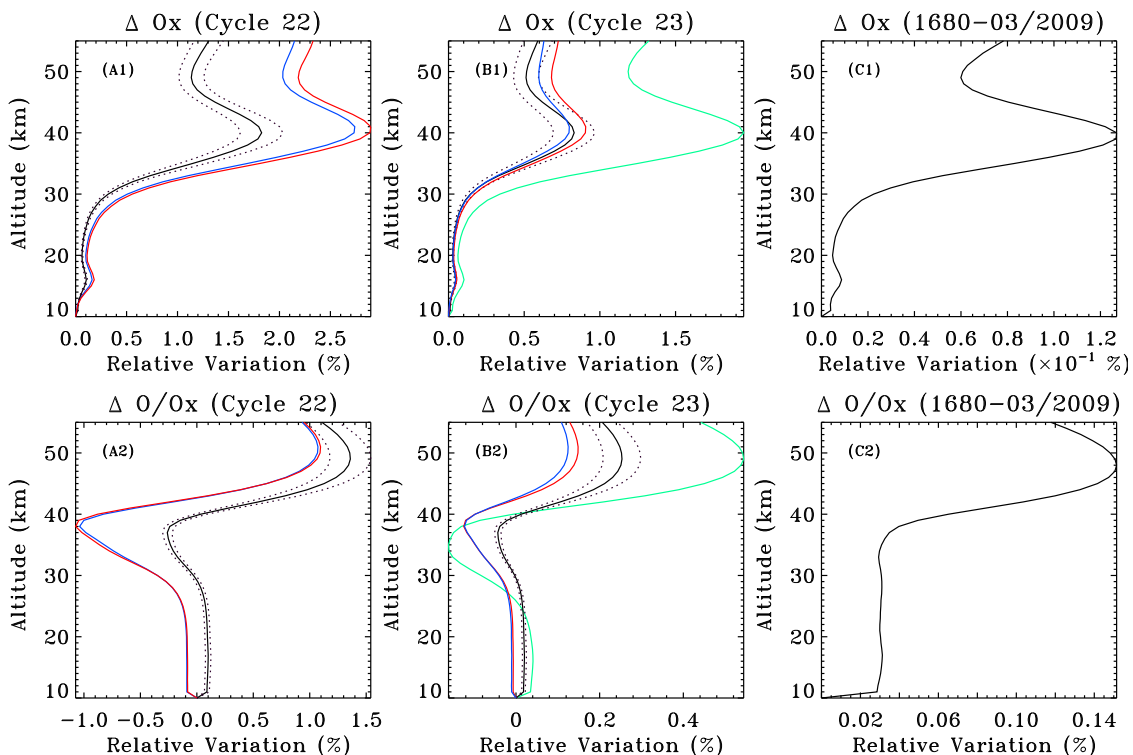


Figure 3.6: Same as Figure 3.5, but in relative terms. We divided the variation in odd oxygen by the odd oxygen concentration at minimum solar activity (upper panel) and the variation in the O/O_x ratio by the same ratio at minimum solar activity (lower panel), on day 5 of the simulation. The variation is expressed in percents and the same color as Figure 3.5 code is used.

remains positive everywhere in our experiments (see also Figure 3.5).

In Figure 3.7, we show the maximum ozone volume mixing ratio as a function of the integrated flux below 241 nm, both for minimum and maximum activity, for all models/observations and periods considered. The vertical shift between reconstructions on Figure 3.7 is of a lesser relevance here as it is due to differences in the treatment of the basis minimum cycle.

Overall, the photochemistry model results show a positive variation between solar maximum and solar minimum diurnal production of odd oxygen. Note that in Cycle 23, the response obtained with *SORCE*'s spectra is larger than the others by a factor of about 2. The proportionality factor of O_x concentration with the solar flux integrated

below 241 nm is remarkably constant across the two Cycles 22 and 23 for each type of reconstruction, but it nevertheless shows slight variations. This proportionality factor is similar among NRLSSI and MGNM, is slightly lower with MOCASSIM and lowest with SORCE. In particular, in Cycle 23, MOCASSIM yields the largest spectral variability but not the largest ozone response.

So, solar flux at wavelengths shorter than 241 nm, which is responsible for the production of ozone, dominates the O_x response to solar variability because of its larger variability (as seen in Figure 3.3). An increase in the UV flux at wavelengths shorter than 241 nm leads to an increase of the photolysis rate, therefore producing more O_3 at solar maximum, which manifests itself here as a positive O_x response. On the contrary, augmentation of the solar flux at wavelengths up to 303 nm strengthens ozone destruction pathways.

Table 3.I shows the maximum O_x response together with the solar flux variation integrated below 214 and 303 nm, respectively. The two reconstruction methods that led to the lowest sensitivity to the solar flux integrated below 241 nm are also the ones with the largest solar flux integrated below 303 nm, suggesting as expected an enhanced compensation between destruction and production in the O_x response.

The responses discussed on the basis of Table 3.I are confirmed by the vertical profiles in Figures 3.5 and 3.6. In particular, the larger $\Delta O/O_x$ response found on the MOCA (Cycles 22 and 23) and especially in the SORCE (Cycle 23) found here show that the larger solar variability up to 303 nm makes more O atoms available to the O_x destruction pathways than in MGNM and NRLSSI. Figure 3.6 also shows a slight peak response between 10 and 20 km in all experiments, a feature also seen in many observations and numerical model experiments, though with very variable magnitudes (e.g. Austin et al., 2007, Swartz et al., 2012). It is noteworthy that our pure photochemical model running in transient mode on a short time scale consistently sees this feature too.

The $1-\sigma$ error bars on MOCASSIM data in Figure 3.7 show that the solar variability signal is much larger than the uncertainty on flux and O_x concentration values, so the variation is statistically significant. The uncertainty on the values corresponding to minimum activity are not shown as the ATLAS-3 spectrum was used, and not the MO-

CASSIM reconstructions. Also, the other models' fluxes and O_x partitioning ratios do not fall inside MOCASSIM's error bars, except for the MGNM flux at maximum activity. Figure 3.5, panels A1 and B1, also includes the $1-\sigma$ interval on the O_x response obtained with MOCASSIM. None of the other reconstructions fall within this interval for Cycle 22, and both do for Cycle 23.

3.5.2 On the non-inversion of the O_x response in the stratosphere

Irradiance observations have been obtained for the descending phase of Cycle 23 by the SORCE/SIM and SOLSTICE instruments and they show an unexpectedly high variability in the UV (Harder et al., 2009) that could possibly lead to an inversion in the ozone response above an altitude of 55 km, as mentioned in the Introduction.

As discussed above, Panels B1 and B2 of Figures 3.5 and 3.6 show that the variability in O_x concentration obtained using any of the NRLSSI, MGNM and MOCASSIM spectra is significantly lower than with the SORCE spectra, consistently with the smaller solar spectral variability of these spectra (smaller by more than half below 241 nm).

It is interesting to note that SORCE's O/O_x response to Cycle 23 is similar to the other simulations for Cycle 22, which is consistent with the fact that the SORCE spectral variability during Cycle 23 is similar to the other reconstructions' spectral variability during Cycle 22 between 200 and 300 nm. However, the MOCASSIM variability during Cycle 22 is higher than SORCE's for Cycle 23 below 200 nm, while the response in O_x using the MOCASSIM variability during Cycle 22 is lower than SORCE during Cycle 23 (with similar O/O_x). This suggests that the 200–240 nm band, where SORCE's variability is higher, is more important for the ozone response.

No inversion is seen in the O_x or O/O_x response between 10 and 55 km altitude either with MOCASSIM, NRLSSI, MGNM or SORCE. Of course, the model used for the present study differs from the one used by Haigh et al. (2010) in that (i) it is 1-dimensional, (ii) it represents only the photochemistry and contains no dynamics or heating effects, and (iii) it is limited to the stratosphere between 10 and 55 km. Note that Shapiro et al. (2013) and Swartz et al. (2012) reproduced this inversion using column photochemistry models. Although the results of Haigh et al. (2010) show the inversion

in the ozone response starts at an altitude of about 48 km at the equator, those of Shapiro et al. (2013) with their 1-D model, show an inversion around 50 km altitude when using SOLSTICE/SORCE data, around 55 km when using SIM data and around 63 km when using NRLSSI reconstructions. It is therefore not surprising that we do not detect the inversion in our model, since its vertical coverage stops at 55 km. Nevertheless, since the inversion in the ozone response is thought to be caused by the catalytic destruction by HO_x , we performed additional simulations with H_2O and CH_4 concentrations multiplied by factors of 2 and 4, both independently and simultaneously. The production of HO_x increased, but the response in O_x remained positive at all altitudes (not shown). Hence, the lack of the inversion in our simulations is not related to a difference in the availability of HO_x precursors. As mentioned earlier, another difference of our model is that it does not represent the effects of heating changes on the temperature. Further investigations are required to establish whether the inclusion of heating may lead to an inversion of the O_x response in the stratosphere.

3.5.3 Comparison of the O_x partitioning ratio using different solar minimum spectra

It is interesting to compare the odd oxygen mixing ratio obtained at minimum solar activity when using the original spectra obtained from each reconstruction, since the response in O_x also depends on its absolute value. Indeed, Muncaster et al. (2012) showed that the O_x response to the solar irradiance variations can be estimated, with a good degree of accuracy, as a linear combination of the absolute O_x concentration on the previous day and the solar irradiance perturbation on the current day. We ran the photochemistry model with the MOCASSIM, MGNM and NRLSSI spectra in their original form, that is prior to their scaling on ATLAS-3 or their interpolation on its wavelength grid, averaged over September 1986 (during the minimum before Cycle 22), and compare the difference in O_x with the results obtained with ATLAS-3 in Figure 3.8. Let us remind the reader that the results obtained with ATLAS-3 as the minimum activity spectrum were used to evaluate the response in photochemistry throughout this article. Similarly as in Figure 3.4, we plot the absolute response in the mixing ratio as a function

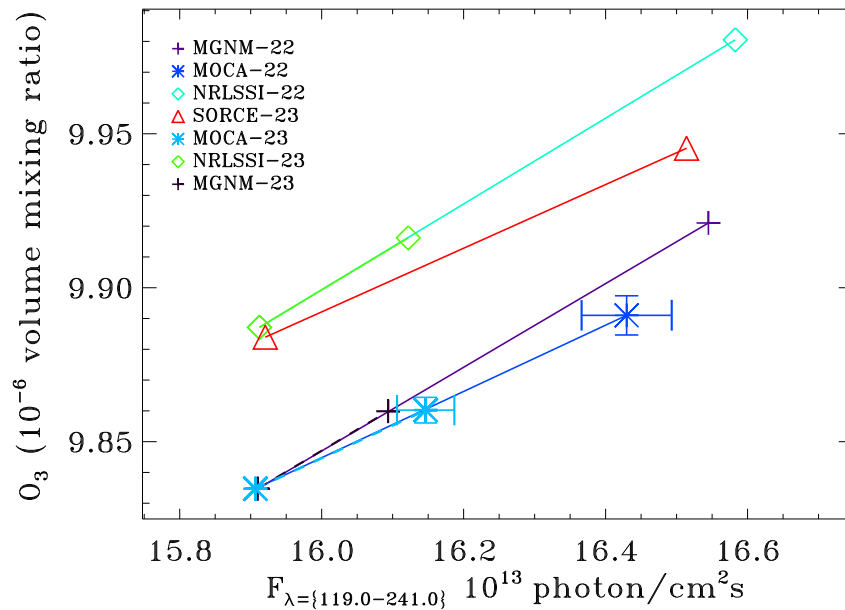


Figure 3.7: Ozone maximum mixing ratio on day 5 of solar maximum and minimum simulations, as a function of integrated flux between 119.0 nm (the lowest wavelength taken into account in the model) and 241.0 nm, for Cycle 22 and models MGNM (plus symbol, purple), MOCASSIM (star symbol, dark blue) and NRLSSI (square symbol, blue-green), all linked with a solid line. The same quantities are plotted for Cycle 23 and NRLSSI (square symbol, green), MOCASSIM (star symbol, light blue) and SORCE (triangle symbol, red). As expected, the minimum flux values in this band are the same for MOCASSIM and MGNM since both are taken from the ATLAS-3 spectrum, on the same wavelength grid. As for SORCE and NRLSSI, they differ from the other two because of the smoothing applied on the original ATLAS-3 spectrum. The MOCASSIM model's spectral interval starting only at 150 nm, the missing flux is replaced by MGNM's values.

of time during day 5, but this time only for the O_x family during minimum activity. This Figure clearly suggests that the spectrum used for the solar minimum is of importance. Here, the difference in absolute odd oxygen for these different representations of the solar minimum is not negligible when compared to the response induced by the solar cycle itself. For the MOCASSIM and MGNM models in Cycle 22, this difference is about 16–27% of the solar-induced O_x response, while it reaches a factor 5 level in the NRLSSI model. Precisely because of this higher concentration of odd oxygen at min-

imum activity, simulations performed with the original spectra showed a much larger response in O_x for NRLSSI. Table 3.II shows the maximum response in ozone for all reconstructions, when the original solar minimum spectra were used besides the results already presented in Table 3.I (i.e. with the ATLAS-3 minimum spectra). MOCASSIM and MGNM do not show significant sensitivity, since both use the ATLAS-3 spectrum as a baseline, but NRLSSI and SORCE strikingly do (up to a factor 2 for NRLSSI in Cycle 23).

The effect of the prescribed solar spectrum was also observed in heating rates by Zhong et al. (2008). This shows that besides the amplitude of the solar variability itself, the baseline solar spectrum also plays an important role in the O_x response.

Hence, we note that the response in the chemical concentrations in the stratosphere is not just directly proportional to the variability or absolute flux in some important spectral bands, but seems also to depend on the spectrum as a whole through the absolute mixing ratio of odd oxygen. In light of the recent inter-comparison study by Thuillier et al. (2014), showing that five spectral solar irradiance reconstruction methods agree within 5% for the satellite era (post 1978) and within 15% for the distant past, the choice of the solar spectra to be used for atmospheric and climate modelling in the past remains an open problem.

Model/obs.	$\Delta O_{x,\max} \times 10^{-7}$			
	Cycle 22		Cycle 23	
	Original min spectrum	ATLAS min spectrum	Original min spectrum	ATLAS min spectrum
NRLSSI	2.31	1.90	1.31	0.609
MGNM	1.74	1.76	0.508	0.512
MOCA	1.24	1.20	0.556	0.546
SORCE	–	–	0.897	1.31

Table 3.II: Maximum odd oxygen response on day 5 at noon, for simulations using the original spectra and the ATLAS-3 spectrum scaled with each reconstruction’s fractional variability.

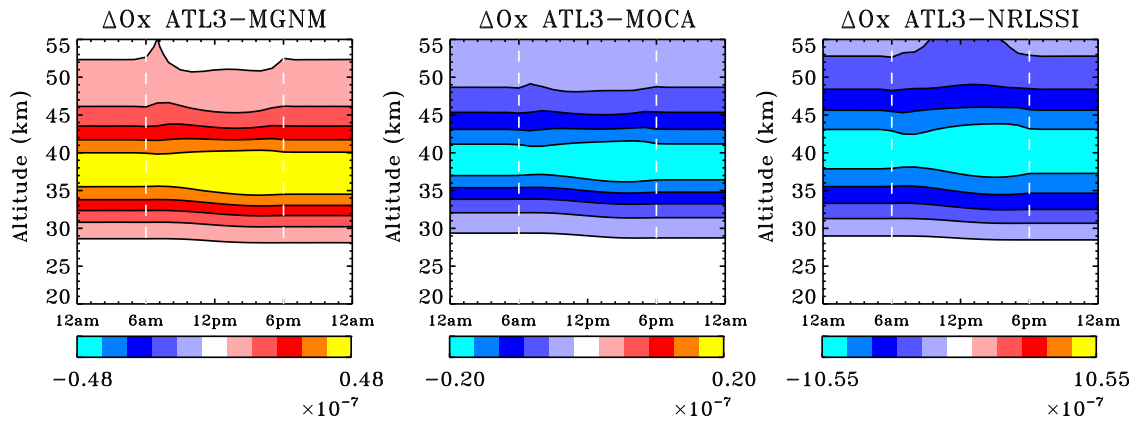


Figure 3.8: Absolute difference in O_x volume mixing ratio at minimum activity of Cycle 22 between simulations using the baseline ATLAS-3 spectrum and the original spectra from MGNM, MOCASSIM and NRLSSI, respectively.

3.5.4 Variability over two different historical minima

Bolduc et al. (2014) presented two reconstructed spectra averaged over the year 1680 and over March 2009 as representative of the Maunder Minimum and the minimum between Cycles 23 and 24, respectively. They concluded that, even ignoring the contribution from the slowly-varying component of the quiet Sun emissivity, which may have been lower during the Maunder Minimum, according to several reconstructions (see e.g. Tapping et al., 2007, and references therein), the Sun was slightly brighter during the last minimum for wavelengths below 300 nm, in part because of remnant magnetic structures decay products that were absent during the extended Maunder Minimum (see their Figure 7). Using the reconstructed Maunder Minimum spectrum of Bolduc et al. (2014) with the photochemistry model described above, we estimated the difference in chemical concentrations between these two minima, updating the solar spectrum everyday. The 200 10-day experiments with 5 days overlapping were averaged on day 5 for the Maunder Minimum period and the 100 experiments were averaged in the same way for the Cycle 23–24 minimum. The difference in the odd oxygen mixing ratio and the O/O_x partitioning ratio, at noon, on day 5, is illustrated on panels C1 and C2 of Figures 3.5 and 3.6. They show that the ozone concentration was very slightly higher ($\sim 0.1\%$ around

38 km) during the Cycles 23–24 minimum than it was during the Maunder Minimum, consistently with the conclusion that the Sun was also brighter in 2009.

3.6 Conclusion

We used a pure photochemistry model to evaluate the chemical concentrations between 10 and 55 km for different solar conditions (Muncaster et al., 2012, Viscardy et al., 2010). We compared the maximum to minimum response using averaged spectra for the months of September 1986 and November 1989 respectively, representing the Cycle 22, for different reconstructions: NRLSSI (Lean, 1997, 2000) and MGNM (Thuillier et al., 2012), in addition to MOCASSIM. We also performed these comparisons for April 2004 (maximum) and November 2007 (near minimum), representing the Cycle 23, using the SORCE/SOLSTICE data in addition to the other reconstructions. Using ATLAS-3 minimum spectra and scaled maximum spectra, we found that the ΔO_x response is largely proportional to the solar flux integrated from 119 to 241 nm, with a weaker contribution from the 119–303 nm band. Consistently, in Cycle 23, the responses in ΔO_x were lower in the MOCASSIM and NRLSSI reconstructions (factor 2.5) because they do not reproduce the mid-UV high variability of the SORCE data. The inversion found by Haigh et al. (2010) using the SORCE data above 48 km altitude was not reproduced in our pure stratospheric photochemistry model, most probably because of its limited vertical extent (consistent with Shapiro et al., 2013).

This study also showed the importance played by the basic minimum spectrum, as it sets the absolute odd oxygen mixing ratio, which significantly influences on the amplitude of the calculated response over a solar cycle. This is explained by the fact that the photolysis reaction is a first-order process so that the rate at which a molecule is split is the product of the photolysis frequency and the concentration of that molecule (e.g. Dessler, 2000). This means that a reconstruction leading to a higher O_x production, everything else being equal, will produce a higher sensitivity of O_x to the spectral irradiance variability. This sensitivity is generally ignored and should be taken into account in future studies. We therefore conclude that the ΔO_x response to solar variability is

sensitive to both (i) the reconstructed spectral variability over the solar cycle, especially to the band below 241 nm, and (ii) the basis minimum spectrum used.

We also applied this procedure to a comparison between the conditions during the Maunder minimum and the Cycle 23 extended minimum. The MOCASSIM reconstructions, averaged over the year 1680 in the first case and over March 2009 in the second, show that the Sun did not reach as quiescent a state in 2009 as it did during the Maunder Minimum, contrary to the conclusions of Schrijver et al. (2011). In these specific reconstructions, the main contributor to irradiance during the lowest minima is the solar magnetic network, as pointed out by Figure 7 in Bolduc et al. (2014). However, this component is not dependent on the cycle phase and is basically constant, on average, for the whole time period considered, which is inconsistent with the conclusions of Thibault et al. (2014). These authors find that after the last cycle emergence, the magnetic network relaxation time towards the baseline state characterizing periods of suppressed activity is about 2.9 years. Consequently, the network's contribution in MOCASSIM's reconstructions during the year 1680 is probably overestimated, and so is the spectral irradiance at short wavelengths. Henceforth, the response in odd oxygen presented in this paper should be smaller than it would have been if calculated with a more realistic spectrum for the year 1680. This response should be considered as a lower limit.

Although it is now generally agreed upon that stratospheric ozone concentrations and temperatures are affected by solar variability, the interaction between chemical and dynamical effects, and its overall implications for the Earth climate, are not well understood yet. The present study clearly shows that the solar irradiance model/data set used to drive the stratospheric photochemistry plays an important role in the magnitude of the stratospheric photochemical response, and thereby on the stratospheric ozone response.

The results presented here reflect the pure photochemical response to changes in spectral irradiances, and variations in the solar irradiance also affect the local temperature, which in turn influence chemical rates that are temperature dependent. One such reaction is expected to be the O_x catalytic destruction cycle by NO_x , with an increased destruction of O_x at higher temperature. In this respect, an interesting extension of this study will be to include this additional effect in the photochemistry model and estimate

how this interaction changes the ozone response.

Finally, it would be most interesting to repeat the intercomparison made here between these different solar irradiance models/data sets onboard a Climate-Chemistry Model with a complete interaction between photochemistry, radiation and dynamics.

Acknowledgements We thank Simon Chabrilat for providing the photochemistry scheme from BASCOE and Gérard Thuillier for providing his codes for the MGNM reconstructions and allowing us to use his results. We also wish to thank the SORCE and NRLSSI teams for making their results publicly available. Finally, we thank two anonymous referee for instructive comments and suggestions. This work was supported by Canada's Natural Sciences and Engineering Research Council, the Programme de Recherche en Équipe of the Fonds de Recherche Québécois – Nature et Technologies (Québec, Grant 119078), a Doctoral Scholarship of the Fonds de Recherche Québécois – Nature et Technologies, and by the Space Science Enhancement Program of the Canadian Space Agency (Grant 9SCIGRA-21).

BIBLIOGRAPHY

- J. Austin, L. L. Hood et B. E. Soukharev. Solar cycle variations of stratospheric ozone and temperature in simulations of a coupled chemistry-climate model. *Atmospheric Chemistry & Physics*, 7:1693–1706, 2007.
- C. Bolduc, P. Charbonneau, R. Barnabé et M. S. Bourqui. A Reconstruction of Ultraviolet Spectral Irradiance During the Maunder Minimum. *Solar Phys.*, 289:2891–2906, 2014.
- C. Bolduc, P. Charbonneau, V. Dumoulin, M. S. Bourqui et A. D. Crouch. A fast model for the reconstruction of spectral solar irradiance in the near- and mid-ultraviolet. *Solar Phys.*, 279:383, 2012.
- P. Charbonneau. An introduction to genetic algorithms for numerical optimization. *NCAR Technical Note 450+IA*, page 311, 2002.
- P. Charbonneau et B. Knapp. A user's guide to PIKAIA 1.0. *NCAR Technical Note 418+IA*, page 311, 1995.
- A. D. Crouch, P. Charbonneau, G. Beaubien et D. Paquin-Ricard. A model for the total solar irradiance based on active region decay. *Astrophys J.*, 677:723, 2008.
- A. Dessler. *The chemistry and physics of stratospheric ozone*. Academic Press, 2000.
- P. Forster, V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Bernsten, R. Betts, D. W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz et R. Van Dorland. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, chapitre Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing, page 188. Cambridge University Press, Cambridge, 2007.
- C. Fröhlich et J. Lean. Solar radiative output and its variability: Evidence and mechanisms. *Astron. Astrophys. Rev.*, 12:273, 2004.

- L. J. Gray, J. Beer, M. Geller, J. D. Haigh, M. Lockwood, K. Matthes, U. Cubasch, D. Fleitmann, G. Harrison, L. Hood, J. Luterbacher, G. A. Meehl, D. Shindell, B. van Geel et W. White. Solar influence on climate. *Rev. Geophys.*, 48:RG4001, 2010.
- J. D. Haigh, A. R. Winning, R. Toumi et J. W. Harder. An influence of solar spectral variations on radiative forcing of climate. *Nature*, 467:696, 2010.
- J. W. Harder, J. M. Fontenla, P. Pilewski, E. C. Richard et T. N. Woods. Trends in solar spectral irradiance variability in the visible and infrared. *Geophys. Res. Lett.*, 36:L07801, 2009.
- D. J. Jacob. *Introduction to Atmospheric Chemistry*. Princeton University Press, New Jersey, 1999.
- N. A. Krivova, S. K. Solanki et Y. C. Unruh. Towards a long-term record of solar total and spectral irradiance. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 73:223–234, 2011.
- R. L. Kurucz. New opacity calculations. Dans *Stellar atmospheres: Beyond classical models, Proceeding of the Advanced research workshop, Trieste, Italy, Dordrecht*, page 441, 1991.
- J. Lean. The Sun's variable radiation and its relevance for earth. *Annual Reviews of Astron. Astrophys.*, 35:33, 1997.
- J. Lean. Evolution of the Sun's spectral irradiance since the Maunder Minimum. *Geophys. Res. Lett.*, 27:2425, 2000.
- A. W. Merkel, J. W. Harder, D. R. Marsh, A. K. Smith, J. M. Fontenla et T. N. Woods. The impact of solar spectral irradiance variability on middle atmospheric ozone. *Geophys. Res. Lett.*, 38:13802, 2011.
- R. Muncaster, M. S. Bourqui, S. Chabrilat, S. Viscardy, S. Melo et P. Charbonneau. A simple framework for modelling the photochemical response to solar spectral irradiance variability in the stratosphere. *Atmos. Chem. Phys.*, 12:7707, 2012.

- G. Rottman. Variations of Solar Ultraviolet Irradiance Observed by the UARS SOLSTICE - 1991 to 1999. *Space Sci. Rev.*, 94:83–91, novembre 2000.
- C. J. Schrijver, W. C. Livingston, T. N. Woods et R. A. Mewaldt. The minimal solar activity in 2008–2009 and its implication for long-term climate modeling. *Geophys. Res. Lett.*, 38:L06701, 2011.
- K. Semeniuk, V. I. Fomichev, J. C. McConnell, C. Fu, S. M. L. Melo et I. G. Usoskin. Middle atmosphere response to the solar cycle in irradiance and ionizing particle precipitation. *Atmos. Chem. Phys.*, 11:5045, 2011.
- A. I. Shapiro, W. Schmutz, E. V. Rozanov, M. Schoell, M. Haberreiter, A. V. Shapiro et S. Nyeki. A new approach to long-term reconstruction of the solar irradiance leads to large historical solar forcing. *Astron. Astrophys.*, 529:67, 2011a.
- A. V. Shapiro, E. V. Rozanov, T. A. Egorova, A. I. Shapiro, T. Peter et W. Schmutz. Sensitivity of the Earth's middle atmosphere to short-term solar variability and its dependence on the choice of solar irradiance data set. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 73: 348, 2011b.
- A. V. Shapiro, E. V. Rozanov, A. I. Shapiro, T. A. Egorova, J. W. Harder, M. Weber, A. K. Smith, W. Schmutz et T. Peter. The role of the solar irradiance variability in the evolution of the middle atmosphere during 2004–2009. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118: 3781, 2013.
- S.K. Solanki et Y.C. Unruh. A model of the wavelength dependence of solar irradiance variations. *Astron. Astrophys.*, 329:747, 1998.
- W. H. Swartz, R. S. Stolarski, L. D. Oman, E. L. Fleming et C. H. Jackman. Middle atmosphere response to different descriptions of the 11-yr solar cycle in spectral irradiance in a chemistry-climate model. *Atmospheric Chemistry & Physics Discussions*, 12:7039–7071, 2012.

- K. Tapping, D. Boteler, P. Charbonneau, A. Crouch, A. Manson et H. Paquette. Solar magnetic activity and total solar irradiance since the Maunder Minimum. *Solar Phys.*, 246:309, 2007.
- K. Thibault, P. Charbonneau et M. Béland. Solar photospheric network properties and their cycle variation. *Astrophys J.*, 796:19, 2014.
- G. Thuillier, M. DeLand, A. Shapiro, W. Schmutz, D. Bolsée et S. Melo. The solar spectral irradiance as a function of the Mg II index for atmosphere and climate modelling. *Solar Phys.*, 277:245, 2012.
- G. Thuillier, L. Floyd, T. N. Woods, R. P. Cebula, E. Hilsenrath, M. Hersé et D. Labs. Solar irradiance reference spectra for two solar active levels. *Adv. Space Res.*, 34:256, 2004.
- G. Thuillier, M. Hersé, D. Labs, T. Foujols, W. Peetermans, D. Gillotay, P. C. Simon et H. Mandel. The solar spectral irradiance from 200 to 2400 nm as measured by the SOLSPEC spectrometer from the ATLAS and EURECA missions. *Solar Phys.*, 214:1, 2003.
- G. Thuillier, S. M. L. Melo, J. Lean, N. A. Krivova, C. Bolduc, V. I. Fomichev, P. Charbonneau, A. I. Shapiro, W. Schmutz et D. Bolsée. Analysis of different spectral irradiance reconstructions and their impact on solar heating rates calculations. *Solar Phys.*, 289:1115, 2014.
- S. Viscardy, Q. Errera, Y. Christophe, S. Chabrilat et J. C. Lambert. Evaluation of ozone analyses from UARS MLS assimilation by BASCOE between 1992 and 1997. J-STARS, in press, 2010.
- W. Zhong, S. M. Osprey, L. J. Gray et J. D. Haigh. Influence of the prescribed solar spectrum on calculations of atmospheric temperature. *Geophys. Res. Lett.*, 35:22813, novembre 2008.

CHAPTER 4

MODELLING TOTAL SOLAR IRRADIANCE WITH A MONTE CARLO SIMULATION OF ACTIVE REGION DECAY

C. Bolduc^{1, 2} P. Charbonneau¹ A. Boucher¹, M. S. Bourqui^{1,3,4}

Submitted to the Astrophysical Journal

February 2015

¹Département de Physique, Université de Montréal, C.P. 6128, Succ. Centre-Ville, Montréal, Québec, H3C 3J7, Canada

²Present address: Physikalisch-Meteorologisches Observatorium Davos, World Radiation Center, Dorfstrasse 33, 7260 Davos, CH

³Dr Bourqui – Atmospheric and Climate Sciences Consulting, Zürich, CH

⁴Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, McGill University, 806 Sherbrooke West, Montréal, QC, Canada H3A 0B9

ABSTRACT

We present a new reconstruction of total solar irradiance (TSI) starting in 1610 produced with an improved version of the TSI reconstruction model of Crouch et al. (2008). This model is based on data-driven Monte Carlo simulation of active region decay, to which we now added a network component, and a secular variation of the quiet Sun based. We fit the adjustable parameters of the model by minimizing the squared difference between its output and the three TSI composites currently available (PMOD, ACRIM and IRMB) and on TIM/SORCE data. The model only succeeds in reproducing the PMOD data properly as the long-term trend observed in the three last solar minima coincides with the smoothed $F_{10.7}$ sequence we used for the quiet Sun secular variation. Using a Lagrange polynomial interpolation, the goodness-of-fit is slightly lower for the other composites, even though the minima are better reproduced. The reconstruction covering the last 400 years is produced with the parameter set obtained with the PMOD composite and with the $F_{10.7}$ reconstruction representing the slowly varying quiet Sun. It is an average of ten reconstructions using the results of the ten statistically independent parameter optimization runs. We use the standard deviation on a given day as a measurement of the uncertainty on the daily TSI value. The lowest TSI value during the modeled Maunder Minimum is $1364.95 \pm 0.25 \text{ W/m}^2$. It is 1.81 W/m^2 lower than during the maximum of Cycle 23 and 0.31 W/m^2 lower than during the 2009 minimum.

4.1 Introduction

The solar constant, or total solar irradiance (TSI) is known to vary with the 11-year sunspot cycle since the beginning of satellite measurements about 35 years ago (Willson et al., 1981). Many instruments contributed to the data sequence spanning this period and assembling them in a single composite time series is no simple task. Besides their absolute calibration that vary by a few W/m^2 , the optic and detector degradation must be taken into account. Different methods are used to correct these changes and to stitch the many data sets. Three different composites are currently available. The first

one is produced by the Physikalisch-Meteorologisches Observatorium Davos (PMOD) and uses data from HF, ACRIM I, II and PMO/VIRGO (Fröhlich & Lean, 1998)⁵. The second one, the ACRIM composite (Willson & Mordvinov, 2003)⁶, uses data from ERB, ACRIM I, II and III. Their baseline level is significantly lower than that of the PMOD composite; the former is about 1360.5 W/m² and the later 1365.5 W/m². The ACRIM III lower value is supported by the observations of TIM/SORCE and it is now generally accepted that this value is closer to reality than the previous value of 1365.4 (Kopp & Lean, 2011). Finally, a third composite is produced by the Institut Royal Météorologique de Belgique (IRMB) with the data from HR, ACRIM I and II, and DIARAD/VIRGO (Dewitte et al., 2004, 2007)⁷. The most important differences between the composites are the baseline level and the variation in the irradiance during inter-cycle minima, which is very important to constrain a possible long-term variation in TSI.

The total solar irradiance is the largest energy input on Earth and its variability may have an impact on climate. Although the direct variation in heating from the 0.1% variation during the 11-year cycle is probably too small to impact global climate directly, it seems to have regional effects (Gray et al., 2010). Its contribution to the recent global warming is most certainly negligible in comparison to anthropogenic forcings (Forster et al., 2007). However, its longer-term variation might have been more substantial and could have played a role in climatic changes, for example, during the Maunder Minimum, a period of drastically reduced solar activity simultaneous to a period of relative cooling in the Northern Hemisphere (Eddy, 1976, 1977). To test that hypothesis, it is necessary to reconstruct past variations of TSI with models, which implies a good understanding of the underlying physical mechanisms. Models based on the evolution of the surface coverage of magnetic structures such as dark spots and bright faculae and network reproduce 90-95% of the measured TSI variations over the last 30 years (Solanki et al., 2013). Empirical models such as those described in Chapman et al. (2013), Tapping et al. (2007), Wang et al. (2005) use a regression between observed TSI and a given proxy to reconstruct the irradiance in the past. Other models (Ball et al., 2012, Fligge

⁵ftp://ftp.pmodwrc.ch/pub/data/irradiance/composite/DataPlots/composite_42_64_1406.dat

⁶http://www.acrim.com/RESULTS/data/composite/acrim_composite_131130_hdr.txt

⁷<http://remotesensing.oma.be/en/2619579-Data.html>

et al., 2000, Shapiro et al., 2011, Wenzler et al., 2006) use radiative transfer calculations to evaluate the contrast of the different magnetic structures and the photosphere irradiance. The surface coverage of the magnetic structures in the past are estimated either with proxies (*i.e.* the sunspot number, the MgII or CaII index, the radio flux at 10.7 cm, $F_{10.7}$) or with surface magnetic flux evolution models.

Another school of thought supposes that internal changes, for example alterations of convective energy transport, are responsible for at least a fraction of the TSI variability, either on secular time-scales (Tapping et al., 2007) or over the 11-year cycle (Cossette et al., 2013, Kuhn, 2004, Kuhn et al., 1988). This hypothesis is supported by evidence for a long-term trend in the TSI record that is not present in indicators of surface magnetism such as the 10.7 cm radio flux or the MgII and CaII indices (Fröhlich, 2013).

In this article, we present modifications to the Crouch et al. (2008) TSI model, being the inclusion of a variable quiet Sun component and a magnetic network component. We describe the original model in Section 4.2 and the modifications in Section 4.3. We follow the assumption that the TSI variation over the 11-year cycle is caused by the presence of surface magnetic structures, but we also allow a secular variation based on either a reconstruction of the $F_{10.7}$ or on the Lagrange polynomial interpolation between the recent minima, which implicitly suppose a long-term photospheric temperature change (Tapping et al., 2007). We optimize the model's free parameters with the three TSI composites mentioned above and with TIM/SORCE data (Section 4.4) and present the reconstruction of TSI during the Maunder Minimum in Section 4.5.

4.2 The TSI Model

The model we use for TSI is described in details in Crouch et al. (2008). It is a surface-flux evolution model driven by observed sunspot data which produces a time-evolving area distribution of magnetic elements considered as spots or faculae depending on their radius. Their contribution is summed to the quiet Sun emissivity to compute the

irradiance for every 1-day timestep, as described by Equation 4.1:

$$S = S_Q + \Sigma_i \Delta S_s + \Sigma_j \Delta S_{\text{fac}} \quad (4.1)$$

where S_Q is the quiet Sun irradiance, $\Sigma_i \Delta S_s$ is the sum over all i^{th} individual spots contrast, and $\Sigma_j \Delta S_{\text{fac}}$ is the sum over all j^{th} individual faculae contrast, on a given day.

This procedure uses the spots' time of emergence, area and angular position on the disk as inputs. These were compiled by the Royal Greenwich Observatory from 1874 to 1976 and by USAF/NOAA for later times. These data are combined in a single time series by D. Hathaway⁸. The backside emergences are simulated stochastically by drawing a position and area of a real emergence in the previous or following days. This allows us to reproduce the statistical properties of the emerging spots even though each individual emergence is not captured. This stochastic component precludes the reproduction of the short-term variability on time-scales shorter than one solar rotation or approximately one month. This is also the main source of uncertainty in the model.

The model simulates the spots fragmentation, erosion and displacement due to meridional circulation and differential rotation. The fragmentation occurs with a certain probability (P_{frag}) twice a day, and the sunspot's area conversion into smaller fragments is proportional to a given efficiency (η). The fragments are then classified according to their radius: those larger than a given threshold radius (r_f^*) are considered as spots, those smaller as faculae. Indeed, the magnetic structures are manifestations of magnetic flux tubes emerging from the surface, and appear either dark or bright depending on their radius. This is because two competing mechanisms occur inside the flux tube: the inhibition of convective energy transport ($\propto r^2$), which dominates for large radius, and the horizontal influx of radiation caused by the lower gas pressure inside the tube, which leads to a lower optical depth at a given geometrical depth with respect to its surrounding ($\propto r$), which dominates for small radius. See Figure 5 of Solanki et al. (2013) for more details. The transition between the two regimes is determined observationally.

The irradiance deficit of a spot is calculated with the standard formula (Crouch et al.,

⁸<http://solarscience.msfc.nasa.gov/greenwch.shtml>

2008, and references therein):

$$\frac{\Delta S_s}{S_Q} = \frac{1}{2} \mu A_s (3\mu + 2) \alpha_s \quad (4.2)$$

where $\mu = \cos \theta \cos \phi$, where ϕ is the latitude and θ is central meridian angle. A_s is the spot area, and α_s is the spot intensity contrast. This quantity is calculated following the prescription proposed by Brandt et al. (1994):

$$\alpha_s = -[0.2231 + 0.0244 \log(A_s \times 10^6)] \quad (4.3)$$

As for the faculae, their contrast to the quiet Sun is given by

$$\frac{\Delta S_{\text{fac}}}{S_Q} = \frac{1}{2} \mu A_{\text{fac}} (3\mu + 2) (1/\mu - 1) \alpha_{\text{fac}} \quad (4.4)$$

according to Chapman (1980), Chapman & Meyer (1986). The facular intensity contrast (α_{fac}) is a free parameter of the model. The faculae follow an exponential decay with a rate λ_f , also a free parameter.

In total, there are six adjustable parameters and they are optimized using the genetic algorithm PIKAIA (Charbonneau, 2002, Charbonneau & Knapp, 1995) by jointly minimizing the day-to-day squared difference between TSI observations (in that case, with the PMOD composite d41_62_1302, Fröhlich, 2006) and the model's output, and the squared difference between the observed sunspot area time series and the model's output. All four time series involved in this fitting procedure are smoothed with a 81-day running mean in order to remove short-term variations, which are not expected to be reproduced by the model due to its stochastic nature. A reconstruction using the optimal parameters is presented in Figure 4.1 along with the PMOD composite used for their optimization, similarly to Figures 8 and 9 of Crouch et al. (2008). Both the raw and the smoothed time series are shown.

In the first case, the model does not show the same exact short-term variability as the observations, as was expected. However, some of the major “dips” in irradiance are captured, meaning that the large groups of spots responsible for these sudden drops in

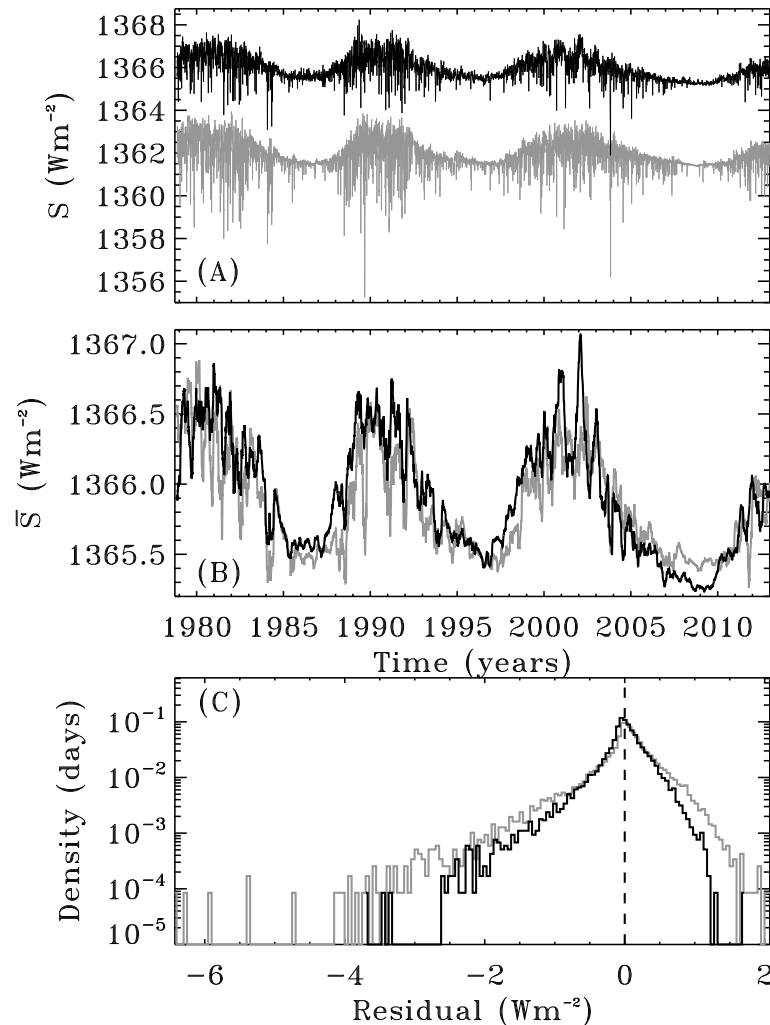


Figure 4.1: The TSI reconstruction of Crouch et al. (2008) extended to 2013. Panel (A) shows the raw observed data (PMOD composite d41_62_1302) in black and Crouch et al. (2008) reconstruction, shifted by -4W/m^2 for clarity, in grey. Panel (B) shows both data sets smoothed with an 81-day box-car average (used for the optimization of the free parameters). This clearly shows the downward trend in the TSI during minimum activity that is not captured by the model. Finally, Panel (C) shows the distributions of residuals obtained by subtracting the 81-day running means from the unsmoothed signal.

irradiance emerged on the visible side of the Sun, and so are properly accounted for (location, size, etc.) in the surface flux evolution model.

The center panel shows the smoothed irradiance time series. The model is much more successful in reproducing the details of this averaged sequence because the simulated

emergences reproduce the statistical properties of the observed emergences. However, it is also clear that the model fails to reproduce the downward trend in TSI during minimum activity seen in the PMOD composite. Also, as noted in Crouch et al. (2008), the TSI is underestimated in the ascending phase of Cycles 22 and 23.

Finally, the bottom panel shows the distribution of the daily difference between the smoothed and un-smoothed data (henceforth named residuals) for both the model and observations. This illustrates the distribution of the short-term variations around the mean, and it is useful to compare how the model's distribution differs from the observations. As was discussed in Bolduc et al. (2012), the TSI model reproduces the residuals' distribution shape quite well, but its tails are too narrow. This suggests that the large variations around the mean do not occur frequently enough in the model. This distribution was used to optimize a network contribution and an artificial amplification of the rotational modulation in their spectral irradiance model in the UV.

4.3 Modifications to the TSI model

Some minor flaws in the original model suggest that a small but non negligible contribution is lacking. For example, Crouch et al. (2008) state that the model consistently underestimates the irradiance during the ascending phase of a cycle. It is also shown above that the TSI is overestimated during the 2009 minimum and that the residuals distribution is too narrow compared to the observations. We explored the hypothesis that the inclusion of a magnetic "network" component could help solve these problems since it has been shown to contribute significantly to the TSI variations (Ermolli et al., 2000, Foukal & Lean, 1988).

The modelling results of Thibault et al. (2014) indicate that the magnetic network decays exponentially with a relaxation time of approximately 2.9 years. Its formation from the decay of larger magnetic structures is dependent on the cycle phase; therefore, more network elements are injected during the ascending phase and at solar maximum, and they mostly decay during the rest of the cycle. Their injection during ascending phase, their accumulation and then slow decay during descending phase could explain the asy-

metrical shape of the TSI cycle, which is not totally captured by the model of Crouch et al. (2008). Moreover, a fraction of these structures should remain present during minimum activity and should not have time to decay completely before the beginning of the next cycle, depending on the length of the minimum. Since the minimum between Cycle 23 and 24 was especially long, the network elements had time to decay for a longer period before the new rising phase, therefore letting the TSI drop to lower levels. It is however unlikely, according to Thibault et al. (2014) and Bolduc et al. (2014), that all magnetic structure remnants had time to decay completely during this minimum and that the irradiance reached the baseline state of the Maunder Minimum as suggested by Schrijver et al. (2011).

This hypothesis was explored by allowing a fraction (henceforth named “branching ratio”, or BR, and comprised between 0 and 1) of the faculae reservoir produced by the sunspots fragmentation to be converted into diffused structures distributed all over the disk. They decay exponentially similarly to the faculae but with a different, adjustable rate (λ_d). Their intensity contrast α_d was also left free to allow a better adjustment to the data.

Since the purpose of this model is to produce time series spanning long periods of time including the Maunder Minimum, a variable quiet Sun component was added to account for its hypothetical long-term variability, possibly caused by a slight photospheric temperature change (Cossette et al., 2013, Fröhlich, 2009, 2013). This component could also explain the low 2009 minimum, or at least part of it. We use the TSI reconstruction presented by Tapping et al. (2007), which is based on the non-linear relation between the observed $F_{10.7}$ and the sunspot number calibrated between 1947 and present. They use the low band-pass-filtered slowly varying component of the $F_{10.7}$ ($S_{10.7}$) to reconstruct quiet Sun irradiance (I_{\odot}) since 1600 with a simple linear relationship:

$$I_{\odot} = 0.017S_{10.7} + 1364.5 \quad (4.5)$$

We introduce a similar component in the model by adding a factor to our quiet Sun irradiance (which is also unspecified; see Crouch et al., 2008) proportional to the $S_{10.7}$.

The proportionality coefficient ($C_{S10.7}$) is a new free parameter in the model and its value is restricted to be close to the factor found by Tapping et al. (2007) in Equation 4.5.

The long-term trend seen in the irradiance at minimum activity is obviously different amongst the three composites. We do not expect the scaled $S_{10.7}$ to reproduce this trend in every case, so we also tried to represent the quiet Sun long-term variation with an interpolation using a third degree Lagrange polynomial between the minima, defined as follows:

$$f^*(x^*) = \sum_{i=1}^P f_p \phi_p(x^*), \quad (4.6)$$

where

$$\phi_p(x) = \prod_{i=1, i \neq p}^P \frac{x - x_i}{x_p - x_i}, \quad p = 1, 2, \dots, P. \quad (4.7)$$

Here the x_i are the approximate time of minima, the f_p are the corresponding levels of TSI, and $P = 4$. The choice of a cubic interpolation is arbitrary, but motivated by its greater flexibility in capturing non-monotonic cycle-to-cycle variations in TSI at activity minima. The f_p are left free to be adjusted with PIKAIA.

Finally, once the free parameters are optimized, the model is used to reconstruct irradiance during the last four centuries. To do so, we need to change the input data since the sunspot emergences are not available before 1874. We use a Monte Carlo simulation of synthetic spots emergences driven by the yearly- or monthly-averaged Wolf number, depending on the period considered. It is calibrated on the data compiled by D. Hathaway starting in 1874 to establish the statistical properties of the spots probability of emergence, area and location according to the phase of the cycle. This procedure is conceptually similar to the one described in Jiang et al. (2011), though different in its details and developed independently. See Bolduc et al. (2014) for more details.

4.4 Optimization of Parameters

The free parameters of the model are optimized by minimizing the day-to-day squared difference normalized by the number of days ($\chi_S^2 = \frac{1}{N} \sum [S_{mod} - S_{obs}]^2$, $\chi_A^2 = \frac{1}{N} \sum [A_{mod} - A_{obs}]^2$) between the model's output (reconstructed TSI and sunspot area time series) and

observations. Three TSI composite time series are available and they are all used independently to fit the parameters. This allows to verify if the parameters converge to similar values and if the model is able to reproduce the different features of each composite, i.e., the different minimum levels.

This multi-objective optimization task is performed with the genetic algorithm `PIKAIA` as in Crouch et al. (2008). The six free parameters of the original Crouch et al. (2008) model are optimized again along with the three new parameters ruling the network contribution and the ones for the quiet Sun variability. Three sets of optimization runs were performed: the first one (A) kept the quiet Sun constant ($C_{S10.7} = 0$), the second one (B) let it vary proportionally to the $S_{10.7}$ ($C_{S10.7} \neq 0$) and the third one (C) represented the quiet Sun with the Lagrange polynomial interpolation. For each set, we ran `PIKAIA` ten times with different seeds for the random number generators to ensure that the parameter space was explored thoroughly. The standard deviation of the results are used to estimate the uncertainty on each parameter's optimal value. We plotted these values (`PIKAIA` takes as input parameters scaled between $[0 - 1]$; the fitness function converts them back in physical units) in Figure 4.2 for experiments A, B and C, for all composites/observations. We chose to represent only the parameters ruling the spots, faculae and network decay and contrast and to leave out those related to the variable quiet Sun, for clarity. Only the quiet Sun irradiance (S_Q) is plotted in physical units (right axis) because this parameter is scaled differently for each composite. Generally, each parameter's value falls within the uncertainty on the same parameter's value for other composites, with the obvious exception of the quiet Sun baseline irradiance. The parameters related to the network, especially the decay rate (λ_d) and the branching ratio (BR) also converge to values outside the other's error bars when using the Lagrange polynomials interpolation for the quiet Sun, for all three composites. The curved shape of the polynomial contributes to the irradiance during the cycle; it does not influence the facular contrast but a trade-off definitely occurs with the network. Its contrast is also slightly affected, especially with the ACRIM data. The fraction of faculae transferred to the network reservoir (BR) and the network's decay rate (λ_d) are less constrained for IRMB (variable quiet Sun based on $S_{10.7}$) and TIM data, which is to be expected given

their shorter time span. In the first case, this produces a trade-off between the longer-term network and variable quiet Sun contributions, therefore adding to the uncertainty on the lifetime of the network. In the second case, it seems that a single solar cycle is too short to constrain the network lifetime properly.

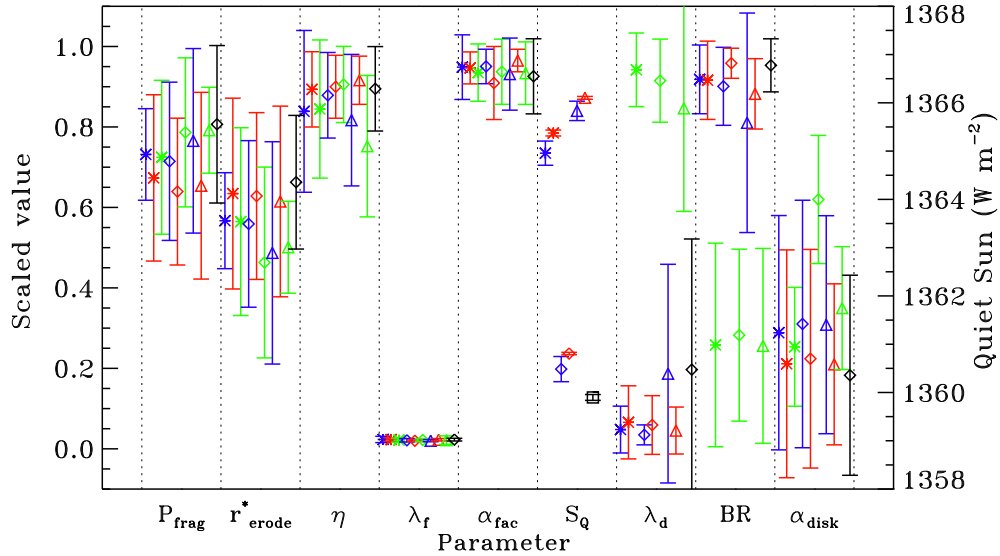


Figure 4.2: Optimal (scaled) parameter values obtained using the PMOD composite (star symbol) with constant quiet Sun (blue), with variable quiet Sun represented by the $S_{10.7}$ (red) and by the Lagrange polynomial interpolation (green); using the ACRIM composite (diamond symbol, same color code); using the IRMB composite (triangle symbol, same color code) using the TIM data (square symbol, in black) with constant quiet Sun. The error bars correspond to the standard deviation of ten statistically independent optimisation runs. See text for each parameter’s meaning in the model. Some of the parameters related to the variable quiet Sun contribution are not illustrated for clarity. The parameters are defined as follows: P_{frag} is the large fragments fragmentation probability; r_{erode}^* is the maximum radius eroded from a large fragment; η is the sunspot area conversion efficiency; λ_f is the facular exponential decay characteristic time; α_{fac} is the facular intensity contrast; S_Q is the quiet Sun baseline irradiance; λ_d is the network exponential decay characteristic time; BR is the fraction of the faculae reservoir transferred to the network reservoir; α_{disk} is the network intensity contrast.

Moreover, not all observations are equally well reproduced. Figure 4.3 shows the three composites and TIM observations and their associated reconstructions. Qualita-

tively, the model only succeeds in reproducing the ACRIM data during the ascending phase and maximum of Cycle 22, during the descending phase of Cycle 23, the following minimum and the ascending phase of Cycle 24. The same can be said of IRMB, though the discrepancies are not as large. The model reproduces the PMOD composite best, especially during the minima, despite slightly underestimating the TSI during every cycle's ascending phase. This good fit is not related to any assumption based on the PMOD composite being built into the model. It is partly explained by the long-term trend in the minimum level; only this composite follows the general trend of the $S_{10.7}$ used to model the secular variability. However, even allowing the quiet Sun to follow any trend by using Lagrange polynomials, the other composites are better reproduced during minimum activity, but obviously still not as well as the PMOD's. The sum of the daily squared difference (χ^2) between the model's output and the observations is actually worse when using the Lagrange polynomial interpolation for the ACRIM and IRMB composites (ACRIM: $\chi_{CST}^2 = 0.41$, $\chi_{S10.7}^2 = 0.40$, $\chi_{LAG}^2 = 0.43$; IRMB: $\chi_{CST}^2 = 0.25$, $\chi_{S10.7}^2 = 0.25$, $\chi_{LAG}^2 = 0.27$). This indicates that the fit might be better at minimum activity, but not during the rest of the cycle. The χ^2 values for the optimizations on the PMOD composite are: $\chi_{CST}^2 = 0.27$, $\chi_{S10.7}^2 = 0.25$, $\chi_{LAG}^2 = 0.21$. They are of similar magnitude than those of the IRMB, but the parameters are better constrained (especially those related to the quiet Sun) because the data set is longer and includes one more minimum. The optimal parameters obtained using the PMOD composite are listed in Table 4.I in physical units. As for TIM observations, we find a set of parameters that allow a relatively good fit, even though the TSI is underestimated/overestimated during the descending/ascending phases.

4.5 Results and Discussion

It was shown in the previous section that the model achieves its best fits when reconstructing the PMOD data; we will therefore use the parameter set obtained with these optimization runs. In order to compare the quality of the fit with and without a variable quiet Sun, we plot the model's output for the 1978–2013 period for all three experiments

Table 4.I: Free parameters in the TSI model and their optimal value when optimized using the PMOD composite. The uncertainty corresponds to the standard deviation on the ten runs performed. The value for the quiet Sun irradiance during the 1977 minimum was obtained by Lagrange polynomials extrapolation (the PMOD composite starts later, in 1978. This value is more uncertain and only allows to reproduce the shape of the cycle properly.)

Parameter (units)	Use	Constant QS	QS+S _{10.7}	Poly. fit
P_{frag}	Sunspot fragmentation probability	0.67 ± 0.21	0.73 ± 0.11	0.72 ± 0.19
r_{er}^* (km)	Maximum radial thickness of eroded annulus (sunspot)	811 ± 455	577 ± 191	665 ± 423
η	Area conversion efficiency	0.89 ± 0.09	0.84 ± 0.20	0.84 ± 0.17
λ_f	Decay rate for faculae	0.011 ± 0.002	0.012 ± 0.004	0.011 ± 0.02
α_{fac}	Faculae intensity contrast	0.069 ± 0.002	0.069 ± 0.004	0.068 ± 0.004
S_Q	Quiet Sun irradiance	1365.37 ± 0.06	1364.96 ± 0.25	-
λ_d	Decay rate for network elements	0.0023 ± 0.0004	0.0024 ± 0.0004	0.0023 ± 0.0003
BR	Ratio of facular area converted into network elements	0.97 ± 0.02	0.97 ± 0.02	0.98 ± 0.02
α_{disk}	Network elements intensity contrast	0.03 ± 0.02	0.03 ± 0.02	0.03 ± 0.01
$C_{S10.7}$	Factor multiplying the S _{10.7} for variable quiet Sun	-	0.008 ± 0.005	-
f_1	Quiet Sun TSI (1977)*	-	-	1365.25 ± 0.15
f_2	Quiet Sun TSI (1986)	-	-	1365.49 ± 0.07
f_3	Quiet Sun TSI (1996)	-	-	1365.44 ± 0.05
f_4	Quiet Sun TSI (2009)	-	-	1365.29 ± 0.05

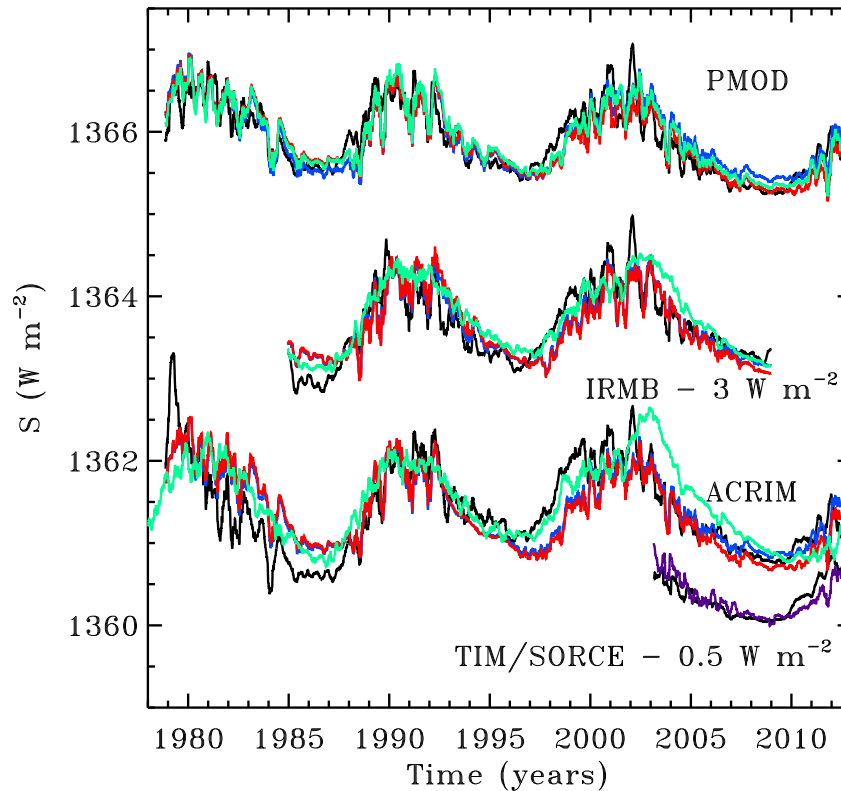


Figure 4.3: Comparison between the three TSI composites, the TIM/SORCE data and the three model fits to each of them. The observed data is shown in black; the model reconstruction with a constant quiet Sun in blue, with a variable quiet Sun using the $S_{10.7}$ in red, and with the Lagrange polynomials in green. The reconstruction based on TIM data is done with a constant quiet Sun only and is plotted in purple. All reconstructed time series are averages of sequences obtained with each of the ten sets of parameters obtained with PIKAIA.

along with the PMOD composite and the reconstruction by Crouch et al. (2008) in Figure 4.4. We also plotted the daily difference between each reconstruction and the composite.

The reconstruction using a constant quiet Sun (in blue) is almost undistinguishable from the original results (in grey), except during the descending phase of Cycle 21. The inclusion of a network component did not really improve the fit during the ascending phases for either of the new experiments. It slightly changed the irradiance level during minimum activity, but not enough to explain the 2009 minimum. To do so, it is necessary to include a variable quiet Sun component (red and green curves). The difference between the observed, smoothed TSI and the different results is plotted in the lower

panel of Figure 4.4, showing that the 2009 minimum is definitely better reproduced by the simulation including the quiet Sun variability. It is however obvious that the model still underestimates the irradiance systematically during ascending phases. The difference between the reconstructions using the $S_{10.7}$ and the Lagrange polynomials, while visible, does not influence the overall fitness very much (the χ^2 is 0.04 lower). However, the Figure shows that the 2009 minimum is still better reproduced by the former. It should be noted that for the other two composites, it was impossible to reproduce the three minima simultaneously, even with the variable quiet Sun.

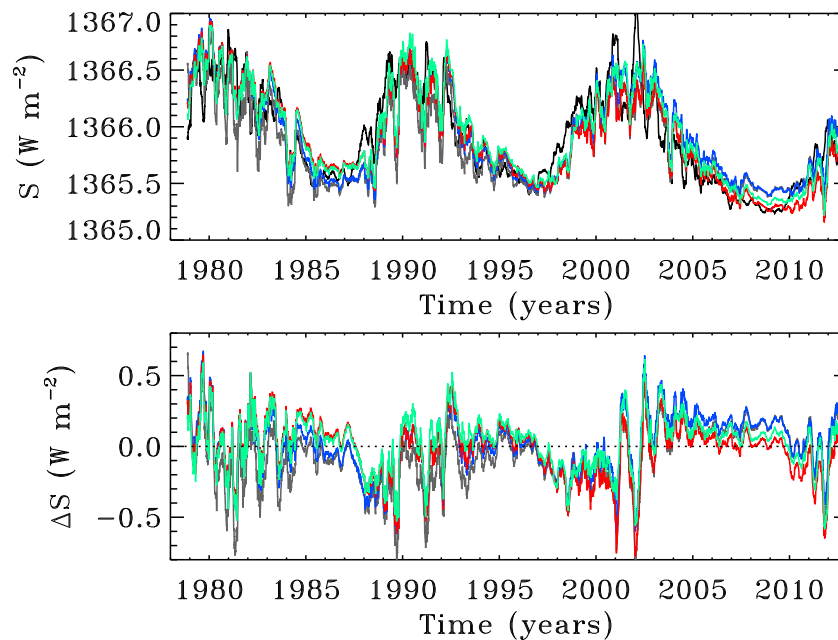


Figure 4.4: Top panel: Comparison between observed TSI (PMOD composite, in black), previous reconstruction from Crouch et al. (2008) (in grey; almost undistinguishable from the blue one) and the three new reconstructions. The reconstruction keeping a constant quiet Sun is plotted in blue, the one using a variable quiet Sun proportional to the $S_{10.7}$ is plotted in red, and the one using a Lagrange polynomial interpolation is plotted in green. Bottom panel: Difference between the model's results and the observations, following the same color code as the upper panel. For most of the time period, the new reconstruction including the network contribution (with a constant quiet Sun, in blue) does slightly or no better than the old one. The new reconstructions including a variable quiet Sun in addition to the network contribution are of comparable quality during most of the time period covered, though the one using the $S_{10.7}$ succeeds best during the 2009 minimum.

In order to better understand the respective contribution to the irradiance of the four components, we decompose them and plot them as a function of time in Figure 4.5 (constant quiet Sun) and 4.6 (variable quiet Sun proportional to $S_{10.7}$). The results are similar when the Lagrange polynomial interpolation is used, and so are hereafter omitted. Each component's average value is plotted with the standard deviation of the ten runs performed with the parameters obtained with ten different seeds for PIKAIA's random number generator. The largest uncertainty is, unsurprisingly, on the network and facular intensity contrasts; it is to be expected since there is a tradeoff between these two parameters (a larger network intensity could compensate a lower faculae intensity and vice-versa). The error bars are larger when a variable quiet Sun is included since it can also tradeoff, to a lesser extent, with the facular and network contrast, by itself contributing to the TSI variability. However, Figure 4.6 shows that this case best reproduces the TSI observations, especially when the $1 - \sigma$ variation on the reconstruction is taken into account. Only the ascending phase of Cycle 23 does not fall into the model's error bars.

In both cases, the optimization procedure gives an estimate of the magnetic network relaxation time allowing the best fit to the TSI observations. With the constant quiet Sun, the value obtained is 1.25 ± 0.25 year; with the variable quiet Sun: 1.19 ± 0.19 year. This is about half the value obtained by Thibault et al. (2014). This discrepancy is explained by the fact that our value is obtained in a completely different way and that our optimization procedure is not extremely sensitive to it.

Using the interpolation with Lagrange polynomials for the quiet Sun irradiance at minimum activity to represent the slow variation of the baseline TSI allows a better fit to the ACRIM and IRMB composites during the minima than in the case using the $S_{10.7}$, even though the overall fitness is worse. We wished to establish a relation between the inverted quiet Sun irradiance during the minima and a proxy of solar activity in order to eventually produce reconstructions spanning a longer period. The integrated sunspot number is an obvious choice, since the smoothed sunspot number is often used as an indication of past activity, such as in Tapping et al. (2007). However, it is redundant as the $S_{10.7}$ is also reconstructed based on this proxy. Another independent quantity is the length of the cycle preceding the minimum. The length of a minimum is anticorrelated to

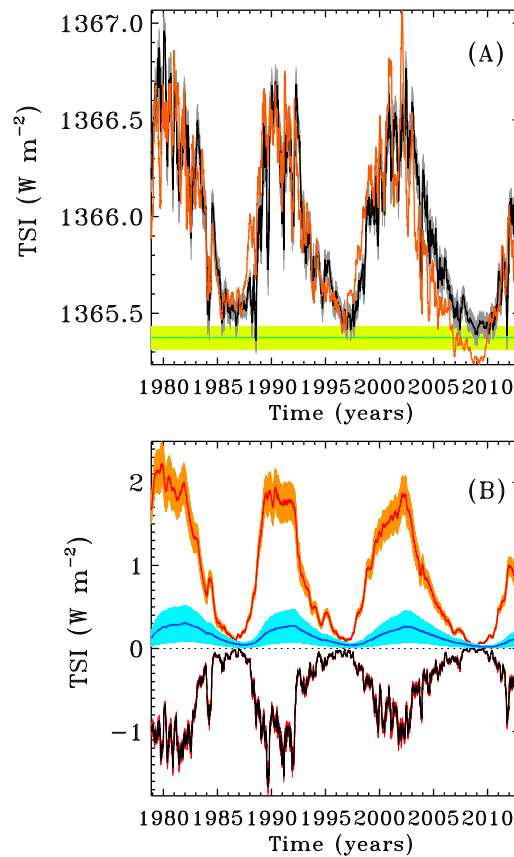


Figure 4.5: TSI reconstruction including the network contribution with a constant quiet Sun. Ten runs were performed using the ten sets of parameters obtained with PIKAIA. The average is plotted in black over a grey shaded area corresponding to the standard deviation of these ten runs, in panel (A). The quiet Sun average value is plotted in green and its value plus or minus $1-\sigma$ is shaded in yellow-green. The PMOD composite is plotted in orange for reference. In panel (B), the contrast from the three other components are plotted along with their standard deviation. The facular contribution is in red (orange shading), the spots in black (red shading) and the network in dark blue (light blue shading).

its depth in terms of sunspot number (Dikpati et al., 2010) which translates in this model as a lower TSI value. Here we use the time interval between two consecutive minima, as tabulated in (Hathaway, 2010, Table 2), assuming the length of the minimum is included and well represented in this quantity. Figure 4.7 shows the correlation between the inverted TSI at minimum activity and the length of the preceding cycle, excluding Cycle

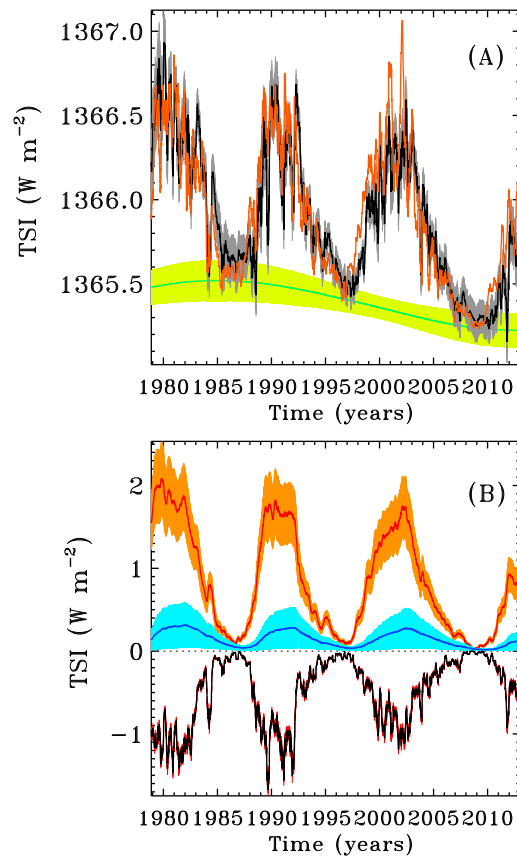


Figure 4.6: Same as Figure 4.5, but including the variable quiet Sun component.

24, for the three composites and for the quiet Sun TSI calculated with the $S_{10.7}$ using the linear relation from Tapping et al. (2007). A linear fit to the three points (five for the Tapping et al., 2007, reconstruction since the $F_{10.7}$ measurements start in 1947) is also plotted. Obviously, the IRMB and ACRIM trends are more similar, with a positive correlation, whereas the PMOD and $S_{10.7}$ based trends are different with a negative slope. The latter are more consistent with the results of Dikpati et al. (2010), but it would be reckless to draw any firm conclusions from so few data points. Keeping this caveat in mind, it remains instructive to use the relationships plotted on Fig. 4.7 to reconstruct the quiet Sun irradiance since 1766 for the three different linear fits obtained. We compare these reconstructions in Figure 4.8. From the close of the Dalton minimum up to cycle 23, all extrapolations suggest a quiet Sun irradiance remaining constant to within

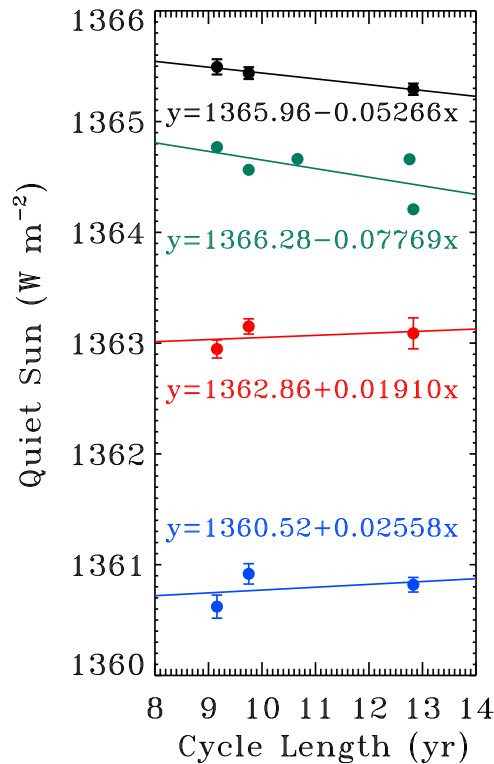


Figure 4.7: Correlation between a cycle length and the irradiance during the following minimum, for the three composites: PMOD in black, ACRIM in blue and IRMB in red. The TSI for the three minima was also calculated using the relation based on $S_{10.7}$ from Tapping et al. (2007). It is plotted in green and shifted by -0.85 W/m^2 to make the graphic clearer. Cycles 21, 22 and 23 are considered. The linear fits are over-plotted along with their equations.

$\pm 0.1 \text{ W m}^{-2}$ (ACRIM, IRMB) or $\pm 0.2 \text{ W m}^{-2}$ (PMOD). While the PMOD-based reconstruction follows the $S_{10.7}$ relatively well over cycles 19–23, it hardly drops during the Dalton minimum, as compared to the quiet Sun irradiance than that based directly on $S_{10.7}$. Yet the PMOD-based reconstruction does generally better at reproducing the $S_{10.7}$ -based trend, a direct consequence of the fact that both are characterized by a negative-sloped relationship with cycle duration in the calibration interval (see Fig. 4.7). These results are of course a direct consequence of having assumed that the quiet Sun irradiance varies with the duration of the preceding cycle, as given by the fits on Fig. 4.7,

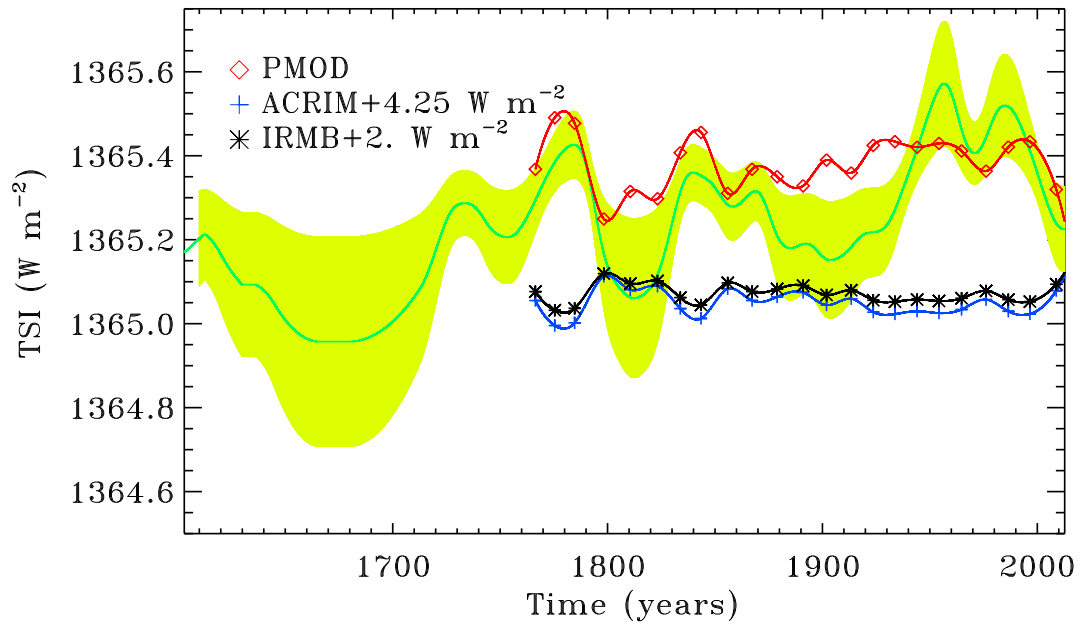


Figure 4.8: Quiet Sun TSI reconstruction based on the $S_{10.7}$ (in green with $1-\sigma$ deviation in light green) and based on the linear relation between the cycle length and the TSI during the following minimum, for the PMOD composite (in red), the ACRIM composite (in blue) and the IRMB composite (in black). The last two were shifted by 4.25 and 2.0 W/m^2 respectively to bring them to a similar average level as the PMOD's and $S_{10.7}$ reconstructions.

which is certainly questionable. The one important lesson to be drawn from Figure 4.8 relates to the importance of accurately determining long-term trends in current TSI measurements; these trends can have a huge impact on reconstructions and extrapolations into the distant past.

4.5.1 Reconstruction of TSI during the Maunder Minimum

Finally, we used the second set of parameters (with a varying quiet Sun based on $S_{10.7}$) fitted on the PMOD composite to calculate ten reconstructions starting in 1610. The average TSI and its standard deviation are plotted in Figure 4.9 with the contribution from the quiet Sun irradiance, the spots, the faculae and the network. The standard deviation is considerably large (about 0.25 W/m^2 during the Maunder Minimum), but this

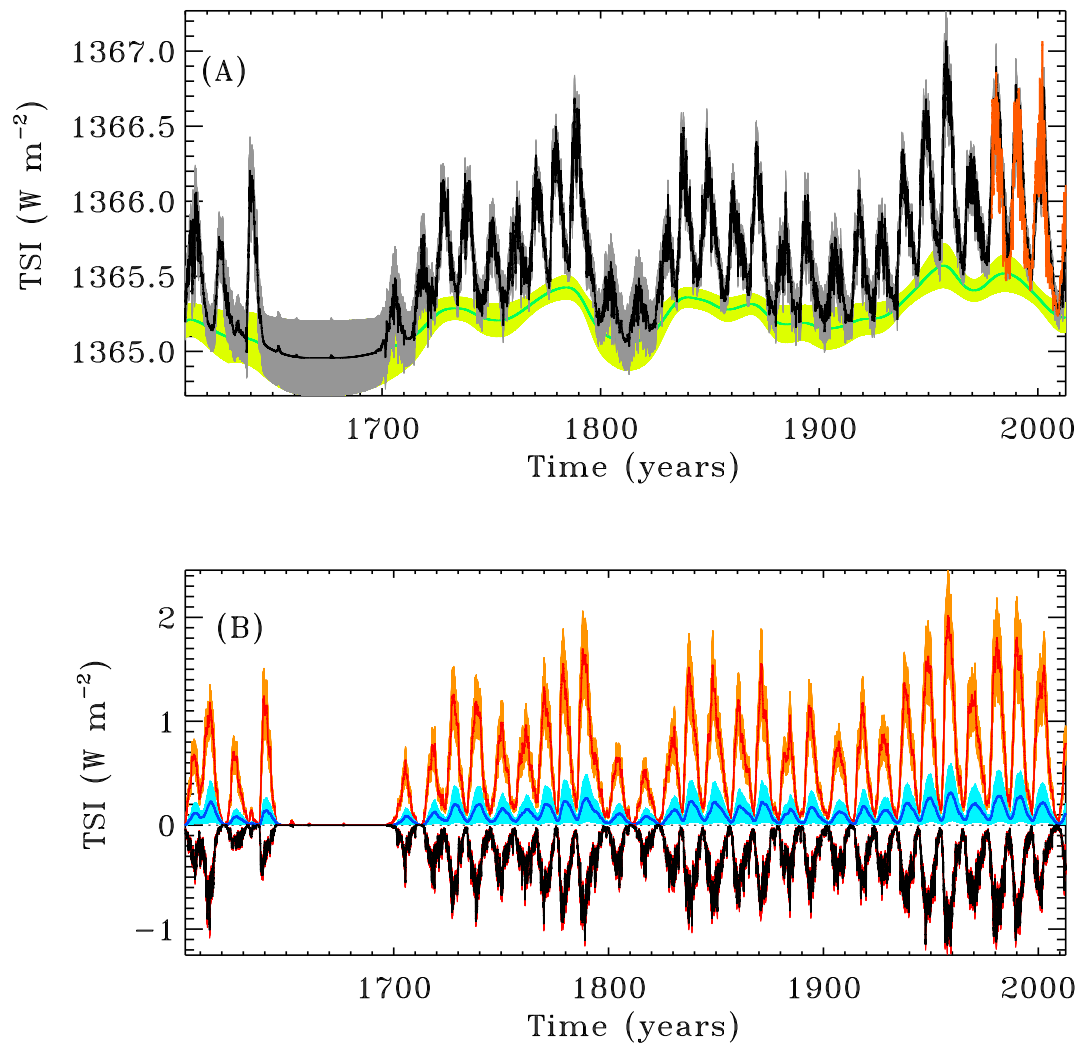


Figure 4.9: Reconstruction of TSI starting in 1610. The different contributions are plotted similarly as in Figures 4 and 5.

is not very surprising. Indeed, the baseline irradiance level, its slowly varying component and the network component all contribute to the minimum activity TSI level during the period used for the optimization. In total, 5 parameters determine the contribution from the quiet Sun during minimum activity, and they are fitted on only three cycles. Therefore, they are far from well constrained, hence the large dispersion on the quiet Sun and network contribution. The average reconstructed TSI during the year 1680, at

the deepest of the Maunder Minimum, is 1.81 W/m^2 lower than during the maximum of Cycle 23 and 0.31 W/m^2 lower than during the following minimum. The various reconstructions of TSI during the last 400 years show a cycle-averaged TSI variation between the Maunder Minimum and the Cycle 23 between $0.8\text{--}3 \text{ W/m}^2$ (Solanki et al., 2013, and references therein). Our cycle-averaged value of 1.06 W/m^2 stands at the lower end of that range.

4.6 Conclusion

We presented a reconstruction of TSI covering the Maunder minimum obtained with a new version of the Crouch et al. (2008) model. We added a component representing the active network by converting a fraction of the faculae reservoir into an independent, bright component diffused across the solar disk, with its own contrast and decay rate. The three adjustable parameters associated with this new component are best constrained when the observed data sequence used spans a longer time interval. However, its addition only slightly improves the model's fit to the data and does not help reproduce the long-term trend in minimum activity irradiance in the 1978–present time interval.

In the hope of correcting this problem, a slowly-varying quiet-Sun component was added, following two distinct prescriptions. In the first case, this variation was taken as linearly proportional to the smoothed reconstruction of the 10.7 cm radio flux from Tapping et al. (2007). This only allowed a satisfactory reproduction of the PMOD composite, especially considering the TSI during minimum activity. We also used a cubic interpolation anchored on the minima of cycles 20, 21, 22 and 23 as the variable quiet Sun contribution. The fit to the ACRIM and IRMB composites were moderately improved during the minima, but the overall fits turned out worse. We also compared the correlation between the length of the preceding cycle and the irradiance during the minimum as obtained with PIKAIA. A linear fit on the very limited number of points yielded a negative trend for the PMOD data and the quiet Sun TSI calculated with the $S_{10.7}$ as in Tapping et al. (2007), and a positive trend for ACRIM and IRMB. This explains why the former follows the tendency exhibited by the $S_{10.7}$ and it is in agreement with previous

studies (i.e. Dikpati et al., 2010).

The point of this analysis is emphatically *not* to declare any one composite superior to another; it merely illustrates the large differences caused by small uncertainties in quiet Sun TSI determinations, and their impact on the long-term trends in the quiet Sun TSI building up when extrapolating reconstructions to the distant past.

We presented a TSI reconstruction starting in 1610 based on our best-fit reconstruction of the PMOD composite, including a quiet Sun variation following the $S_{10.7}$ radio flux. The lowest irradiance value during the Maunder Minimum equal to 1364.95 W/m^2 . The uncertainty associated with the value of the parameters is equal to $\pm 0.25 \text{ W/m}^2$ during that period. The TSI during the reconstructed Maunder Minimum is 1.81 W/m^2 lower than during the maximum of Cycle 23 and 0.31 W/m^2 lower than during the 2009 minimum.

The representation of the magnetic network presented in this paper will, in the near future, be adapted to the model for spectral irradiance in the UV MOCASSIM (MONte Carlo Spectral Solar Irradiance Model Bolduc et al., 2014, Bolduc et al., 2012).

Acknowledgments

We thank Ken Tapping for providing his updated sequence of $S_{10.7}$. This work was supported by Canada's Natural Sciences and Engineering Research Council, the Programme de Recherche en Équipe of the Fonds de Recherche Québécois - Nature et Technologie (Québec, Grant 119078), as well as by the Space Science Enhancement Program of the Canadian Space Agency (Grant 9SCIGRA-21).

BIBLIOGRAPHY

- Ball, W. T., Unruh, Y. C., Krivova, N. A., Solanki, S., Wenzler, T., Mortlock, D. J., & Jaffe, A. H. 2012, *Astron. Astrophys.*, 541, A27
- Bolduc, C., Charbonneau, P., Barnabé, R., & Bourqui, M. S. 2014, *Solar Phys.*, 289, 2891
- Bolduc, C., Charbonneau, P., Dumoulin, V., Bourqui, M. S., & Crouch, A. D. 2012, *Solar Phys.*, 279, 383
- Brandt, P. N., Stix, M., & Weinhardt, H. 1994, *Solar Phys.*, 152, 119
- Chapman, G. A. 1980, *Astrophys J.*, 242, L45
- Chapman, G. A., Cookson, A. M., & Preminger, D. G. 2013, *Solar Phys.*, 283, 295
- Chapman, G. A. & Meyer, A. D. 1986, *Solar Phys.*, 103, 21
- Charbonneau, P. 2002, NCAR Technical Note 450+IA, 311
- Charbonneau, P. & Knapp, B. 1995, NCAR Technical Note 418+IA, 311
- Cossette, J.-F., Charbonneau, P., & Smolarkiewicz, P. K. 2013, *Atrophys. J. Lett.*, 777, L29
- Crouch, A. D., Charbonneau, P., Beaubien, G., & Paquin-Ricard, D. 2008, *Astrophys J.*, 677, 723
- Dewitte, S., Crommelynck, D., Mekaoui, S., & Joukoff, A. 2004, *Solar Phys.*, 224, 209
- Dewitte, S., Mekaoui, S., & Crommelynck, D. 2007, AGU Fall Meeting Abstracts, A2
- Dikpati, M., Gilman, P. A., & Rajaram, P. K. 2010, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L06104
- Eddy, J. A. 1976, *Science*, 192, 1189
- . 1977, *Climate Change*, 1, 73

- Ermolli, I., Berrilli, F., & Florio, A. 2000, in ESA Special Publication, Vol. 463, The Solar Cycle and Terrestrial Climate, Solar and Space weather, ed. A. Wilson, 313
- Fligge, M., Solanki, S. K., & Unruh, Y. C. 2000, *Astron. Astrophys.*, 353, 380
- Forster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Bernsten, T., Betts, R., Fahey, D. W., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D., Myhre, G., Nganga, J., Prinn, R., Raga, G., Schulz, M., & Dorland, R. V. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, ed. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. Averyt, M. Tignor, & H. Miller (Cambridge: Cambridge University Press), 188
- Foukal, P. & Lean, J. 1988, *Astrophys J.*, 328, 347
- Fröhlich, C. 2006, *Space Sci. Rev.*, 125, 53
- Fröhlich, C. 2009, *Astron. Astrophys.*, 501, L27
- Fröhlich, C. 2013, *Space Sci. Rev.*, 176, 237
- Fröhlich, C. & Lean, J. 1998, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 4377
- Gray, L. J., Beer, J., Geller, M., Haigh, J. D., Lockwood, M., Matthes, K., Cubasch, U., Fleitmann, D., Harrison, G., Hood, L., Luterbacher, J., Meehl, G. A., Shindell, D., van Geel, B., & White, W. 2010, *Rev. Geophys.*, 48, RG4001
- Hathaway, D. H. 2010, *Living Reviews in Solar Physics*, 7, 1
- Jiang, J., Cameron, R., Schmitt, D., & Schüssler, M. 2011, *Astron. Astrophys.*, 528, A82
- Kopp, G. & Lean, J. L. 2011, *Geophysical Research Letters*, 38, 1706
- Kuhn, J. R. 2004, *Advances in Space Research*, 34, 302
- Kuhn, J. R., Libbrecht, K. G., & Dicke, R. H. 1988, *Science*, 242, 908
- Schrijver, C. J., Livingston, W. C., Woods, T. N., & Mewaldt, R. A. 2011, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L06701

- Shapiro, A. I., Schmutz, W., Rozanov, E. V., Schoell, M., Haberreiter, M., Shapiro, A. V., & Nyeki, S. 2011, *Astron. Astrophys.*, 529, 67
- Solanki, S. K., Krivova, N. A., & Haigh, J. D. 2013, *Annual Review of Astronomy and Astrophysics*, 51
- Tapping, K., Boteler, D., Charbonneau, P., Crouch, A., Manson, A., & Paquette, H. 2007, *Solar Phys.*, 246, 309
- Thibault, K., Charbonneau, P., & Béland, M. 2014, *Astrophys J.*, 796, 19
- Wang, Y.-M., Lean, J. L., & Sheeley, N. R. 2005, *Astrophys J.*, 625, 522
- Wenzler, T., Solanki, S. K., Krivova, N. A., & Fröhlich, C. 2006, *Astron. Astrophys.*, 460, 583
- Willson, R. C., Gulkis, S., Janssen, M., Hudson, H. S., & Chapman, G. A. 1981, *Science*, 211, 700
- Willson, R. C. & Mordvinov, A. V. 2003, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1199

CHAPITRE 5

CONCLUSION

5.1 Bilan des observations et de la modélisation de l'irradiance solaire

Comme il a été expliqué en détail au cours de cette thèse, notre compréhension de la variation de l'irradiance solaire demeure encore incomplète, et ce malgré les trois décennies d'observations consécutives et les nombreux efforts de modélisation. En particulier, l'amplitude de la variabilité spectrale a récemment été remise en question par des données contredisant les résultats des modèles standards, mais qui semblent être appuyées par au moins un modèle et surtout, par les observations de la variabilité de l'ozone stratosphérique. Si ces données s'avèrent exactes, une révision en profondeur des modèles sera nécessaire. D'une façon ou d'une autre, la précision des calculs du transfert radiatif pourra encore être améliorée de sorte à maximiser notre compréhension de l'atmosphère solaire, par exemple en incluant les effets magnétohydrodynamiques. La puissance des ordinateurs actuels ne permettant pas d'effectuer ces calculs pour le Soleil entier, des modèles hybrides simplifiés sont en voie de développement. Enfin, il est aussi important de mentionner que les valeurs étonnamment basses de l'irradiance totale mesurées récemment ont permis de déceler un problème important dans la conception des radiomètres.

En ce qui concerne les reconstructions temporelles de ces quantités, les modèles diffèrent tant au point de vue de la variabilité spectrale que dans la variabilité intégrée sur toutes les longueurs d'ondes. Cela peut être expliqué par les approximations inhérentes au calcul du spectre par les modèles empiriques ou à l'incomplétude des sources d'opacité des modèles physiques. De plus, et de façon plus importante probablement, les indicateurs d'activité utilisés pour quantifier le magnétisme solaire passé sont relativement incertains.

5.2 Pertinence des modèles présentés dans cette thèse

5.2.1 Irradiance solaire

Les modèles de l'irradiance présentés précédemment ont été développés afin de fournir une alternative basée sur un phénomène physique, l'évolution du flux magnétique de surface, plutôt que sur un indicateur d'activité. L'étalonnage sur l'époque moderne ne devrait pas poser de problème puisque ce processus n'est pas sensé changer avec le temps.

La simplicité des calculs spectraux permet d'ajuster les hypothèses de base du modèle afin de reproduire les observations de façon optimale. Ce faisant, il est possible de vérifier, par exemple, que le profil de température des facules permettant le meilleur accord est effectivement assez rapproché de ceux obtenus par les modèles d'atmosphère. Il a été démontré que les spectres produits reproduisent bien les spectres observés, ce qui s'explique par l'utilisation du spectre ATLAS-3 pour représenter le Soleil inactif. Néanmoins, le modèle se comporte encore très bien lorsqu'il est étendu dans le passé, par exemple au cours du minimum de Maunder.

Le modèle d'irradiance totale reproduit également très bien les observations modernes telles que compilées par le PMOD, mais reproduit plutôt mal les autres composites, et ce malgré l'absence totale d'hypothèse reliée à quel composite que ce soit. Le modèle semble donc appuyer le composite PMOD dans le débat entre cette équipe et celles d'ACRIM et du IRMB. La représentation de l'évolution à long terme de l'irradiance de la photosphère inactive par des polynômes de Lagrange règle partiellement le désaccord, mais permet de constater que les relations statistiques entre, par exemple, la longueur d'un cycle et le niveau de l'irradiance au minimum suivant, ne sont pas les mêmes d'un composite à l'autre. Les résultats indiquent aussi clairement qu'une composante variable à long terme est nécessaire pour expliquer les observations de l'irradiance. Enfin, les reconstructions couvrant les 400 dernières années montrent une variation à long terme de l'irradiance d'environ 1.06 W/m^2 , ce qui est à l'intérieur de l'intervalle estimé plausible dans la littérature.

Il convient toutefois de souligner les limites de cette méthode. En premier lieu, la

composante stochastique introduite par la simulation de la fragmentation des taches et, de façon plus importante, par celle des émergences près des bords et sur la face opposée du Soleil, rendent les prédictions du modèle peu fiables à court terme, c'est-à-dire sur la période correspondant à une rotation solaire ou moins.

En résumé, les deux modèles ont pour avantage, par rapport aux autres procédés déjà existant, d'être simples, d'exécution rapide, et d'offrir une performance comparable et parfois supérieure aux autres modèles. De plus, ils sont les seuls modèles permettant d'évaluer l'intervalle de confiance de leurs prédictions puisqu'ils sont basés sur une simulation Monte Carlo.

5.2.2 Photochimie stratosphérique

Le modèle simplifié utilisé au cours de ce projet a permis d'isoler complètement l'effet de la variabilité solaire sur la photochimie, en plus de comparer les différences occasionnées par l'utilisation de spectres provenant de modèles ou d'observations différentes. Les conclusions principales sont que les modèles, bien que relativement cohérents entre eux, produisent des réponses dans l'ozone stratosphérique qui dépendent à peu près directement du flux intégré sous 240 nm. Comme ces modèles sont en accord avec les observations modernes avec à peu près la même précision, il est difficile de déterminer lequel devrait être utilisé pour des simulations climatiques du passé. Cette publication se veut donc être la démonstration que le choix du spectre solaire est crucial du point de vue de la communauté des sciences atmosphériques.

Ce modèle est également, par définition, limité dans le réalisme de ses prédictions. En effet, certains effets importants en sont exclus, comme celui de la température et de la dynamique, bien que ce dernier soit assez faible à l'équateur, où les calculs sont effectués. Cela explique en partie l'absence de l'inversion dans la réponse de l'ozone observée à plus hautes altitudes et souvent mentionnée dans la littérature.

5.3 Recherche future

Comme il a été mentionné précédemment, la représentation du réseau magnétique dans le modèle de l'irradiance spectrale n'est pas assez réaliste. Un projet qui sera réalisé dans le futur rapproché consistera à adapter la procédure implantée récemment dans le modèle pour l'irradiance totale. Les paramètres régissant le contraste des éléments brillants devront être adaptés afin de représenter sa dépendance spectrale. De façon simultanée, les autres paramètres du modèles seront ajustés à l'aide de l'algorithme génétique utilisé auparavant.

De plus, l'extension du profil de température utilisé pourrait permettre de mieux représenter la variabilité dans l'ultraviolet en ajoutant une partie chromosphérique, soit les hauteurs plus élevées où la température augmente avec l'altitude plutôt que l'inverse, comme dans la photosphère. Les effets hors-ETL sont importants dans cette région ; elle devrait donc être traitée différemment de la photosphère. L'extension aux altitudes inférieures à celles couvertes présentement permettrait possiblement d'étendre l'intervalle spectral aux longueurs d'onde du visible. Les profils de température utilisés pour les facules et le Soleil inactif s'intersectent à ces hauteurs, signifiant que les facules deviendraient sombres par rapport au reste de la photosphère. Le réalisme de cette conséquence et son accord avec les données de SORCE seraient à explorer.

Du point de vue des indicateurs utilisés pour reconstruire l'irradiance, de nouvelles séquences du nombre de taches, du nombre de Wolf et autres quantités reliées devraient bientôt être publiées suite à des révisions approfondies des données historiques. Les différences ont été annoncées comme étant significatives, ce qui nous obligerait à revoir le modèle qui simule les émergences de taches solaires en se basant sur le nombre de Wolf ; les reconstructions de l'irradiance totale et spectrale dans le passé montreraient probablement une amplitude et des tendances différentes de celles présentées dans cette thèse.

En ce qui concerne le modèle de photochimie stratosphérique présenté ci-haut, des travaux en cours ont pour but d'inclure la rétroaction du chauffage occasionné par la production accrue d'ozone. Comme il a déjà été mentionné, les résultats préliminaires

indiquent que la réponse dans la concentration de cette molécule est plus faible dans ce cas, puisque la destruction catalytique par les NO_x est renforcée à plus haute température. Les détails associés à l'utilisation de différents spectres solaires sont encore à déterminer.

Le but de ce modèle est de fournir une paramétrisation simple de la réponse chimique stratosphérique qui pourra être intégrée à un modèle de chimie-climat afin d'en accélérer les calculs.

Annexe I

Réponse des espèces chimiques et rapports de partition stratosphériques à différentes représentations du spectre solaire

Cette section présente les graphiques représentant la réponse de cinq espèces chimiques (O_x , HO_x , NO_x , Cl_x et Br_x) importantes pour la chimie stratosphérique, ainsi que les rapports de partition associés (O/O_x , OH/HO_x , NO/NO_x , Cl/Cl_x et Br/Br_x). En premier lieu, la famille O_x est principalement composée de l'ozone, qui réagit distinctement à la variabilité solaire dans l'UV et a possiblement un impact sur le climat. Les autres familles sont impliquées dans les processus de destruction catalytique de l'ozone. Les molécules faisant partie de ces familles et dont la proportion nous intéresse ici réagissent directement avec l'ozone et amorcent la destruction catalytique.

La période ascendante du Cycle 22 est considérée pour les modèles MOCASSIM (Figure I.1), MGNM (Figure I.2) et NRLSSI (Figure I.3). La phase descendante du Cycle 23 est considérée pour les mêmes modèles (Figures I.4, I.5 et I.6 respectivement) ainsi que pour les données SIM et SOLSTICE/SORCE (Figure I.7). Les échelles de couleur sont identiques pour chaque figure.

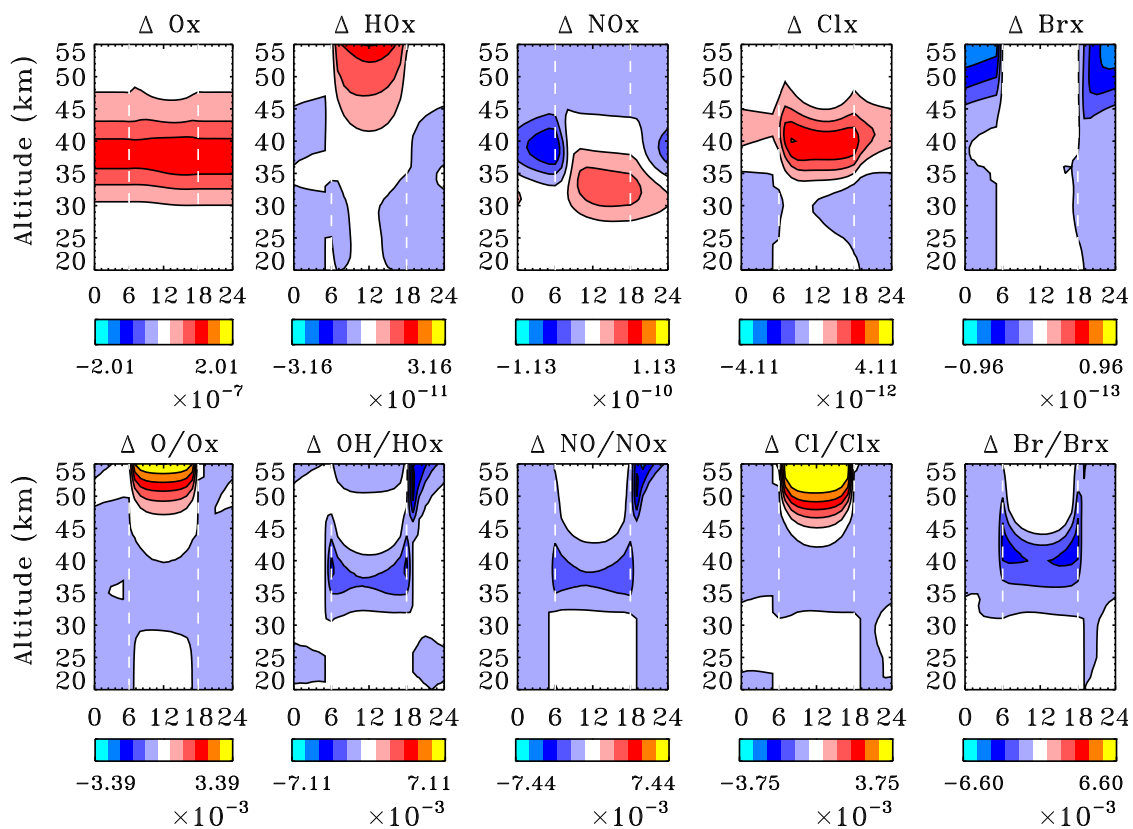


Figure I.1 – Réponse chimique stratosphérique au cours de la phase ascendante du Cycle 22, spectres reconstruits par MOCASSIM.

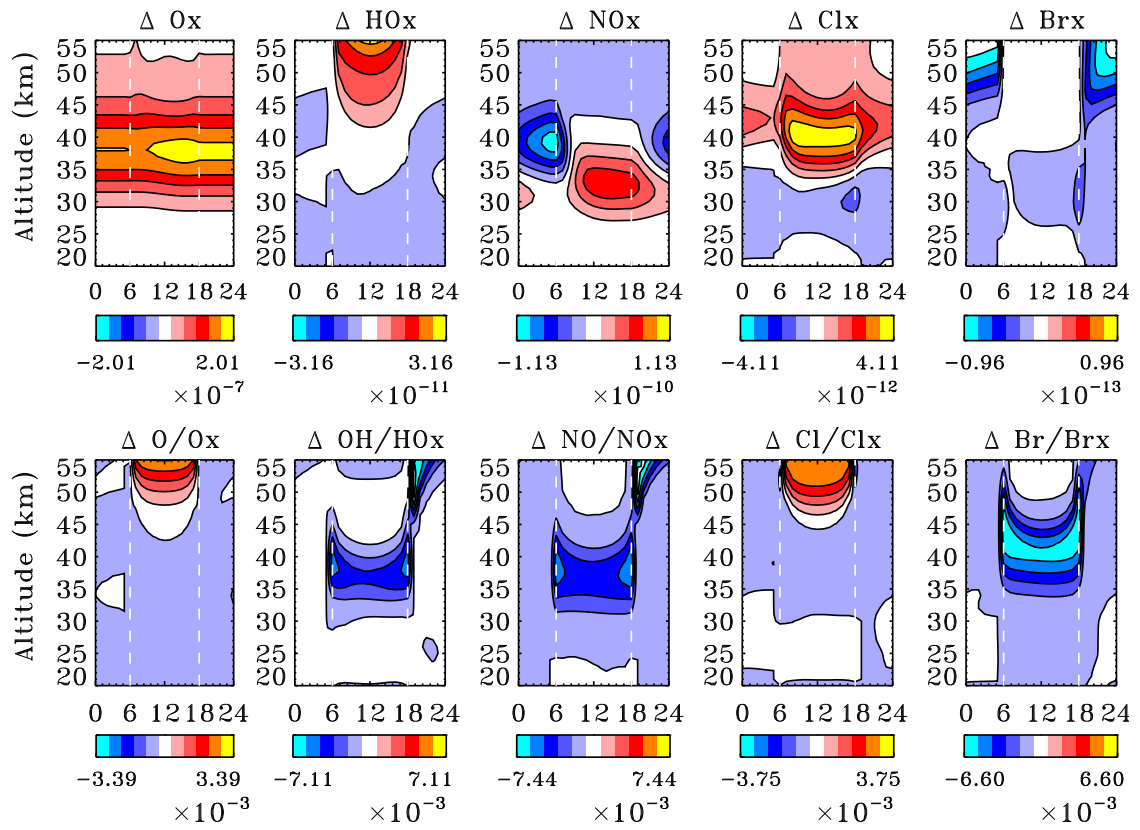


Figure I.2 – Réponse chimique stratosphérique au cours de la phase ascendante du Cycle 22, spectres reconstruits par MGNM.

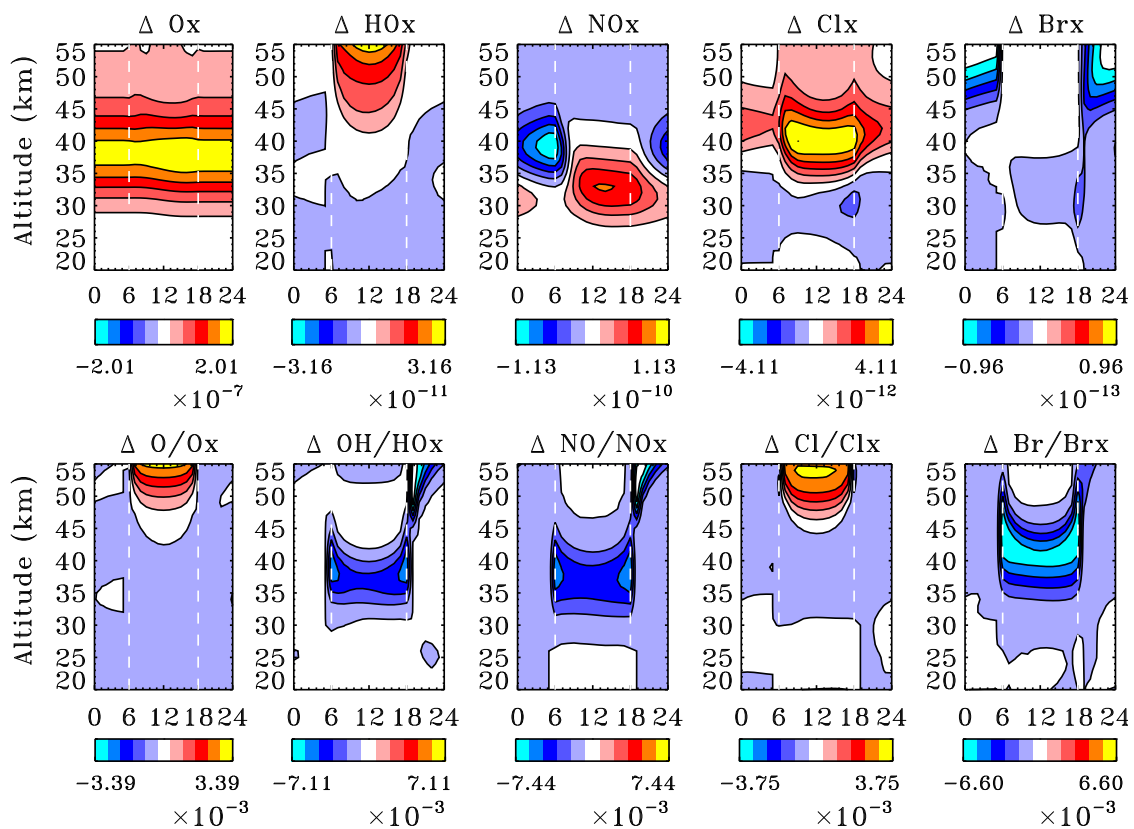


Figure I.3 – Réponse chimique stratosphérique au cours de la phase ascendante du Cycle 22, spectres reconstruits par NRLSSI.

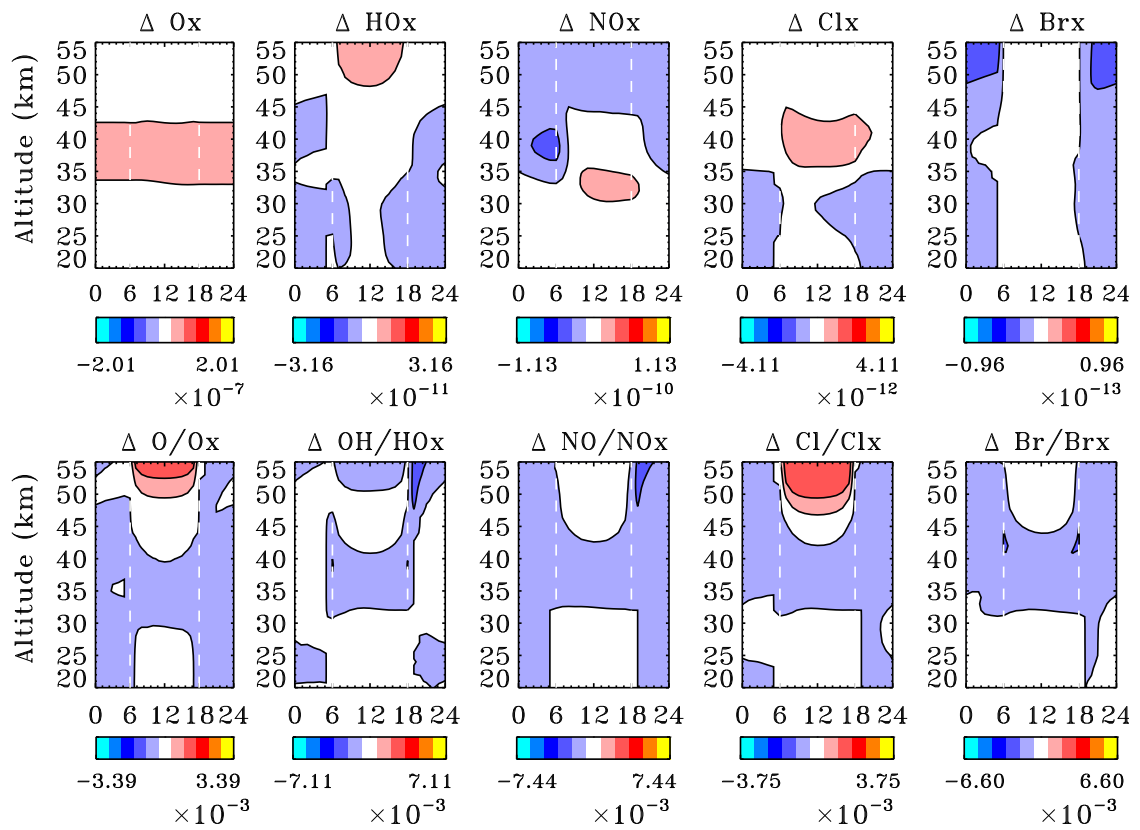


Figure I.4 – Réponse chimique stratosphérique au cours de la phase descendante du Cycle 23, spectres reconstruits par MOCASSIM.

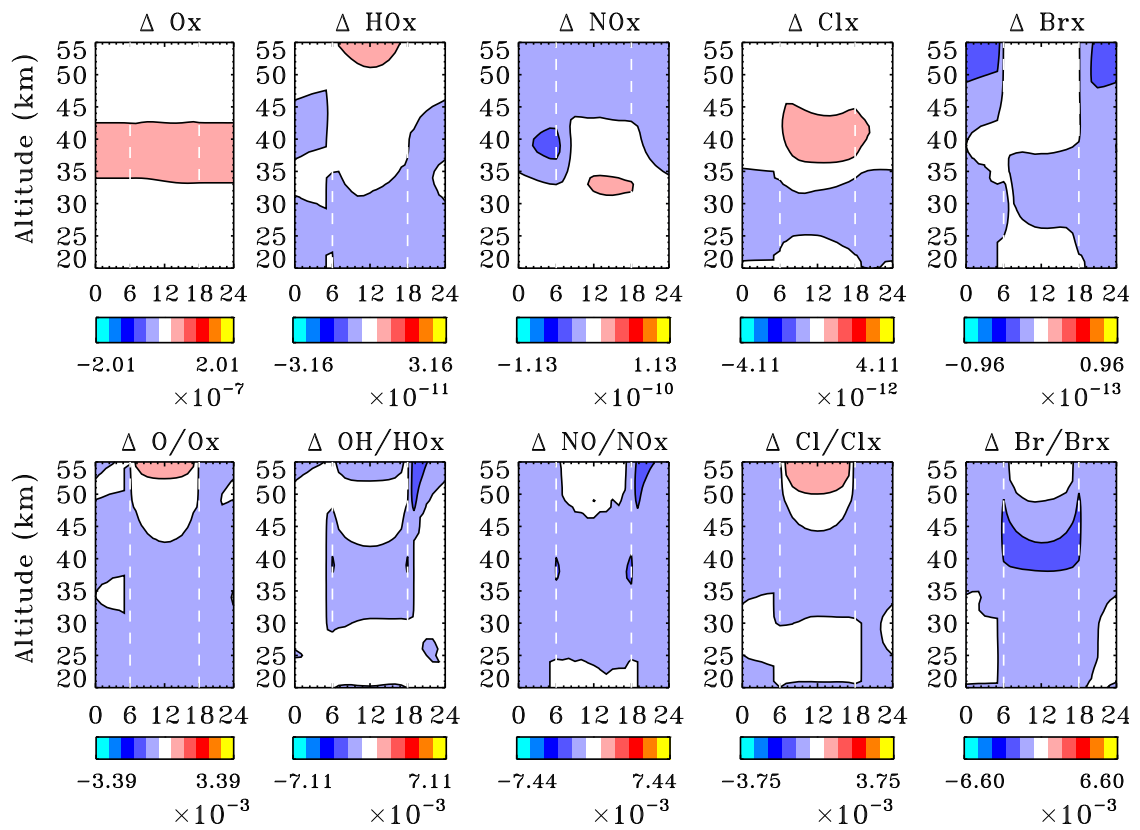


Figure I.5 – Réponse chimique stratosphérique au cours de la phase descendante du Cycle 23, spectres reconstruits par MGNM.

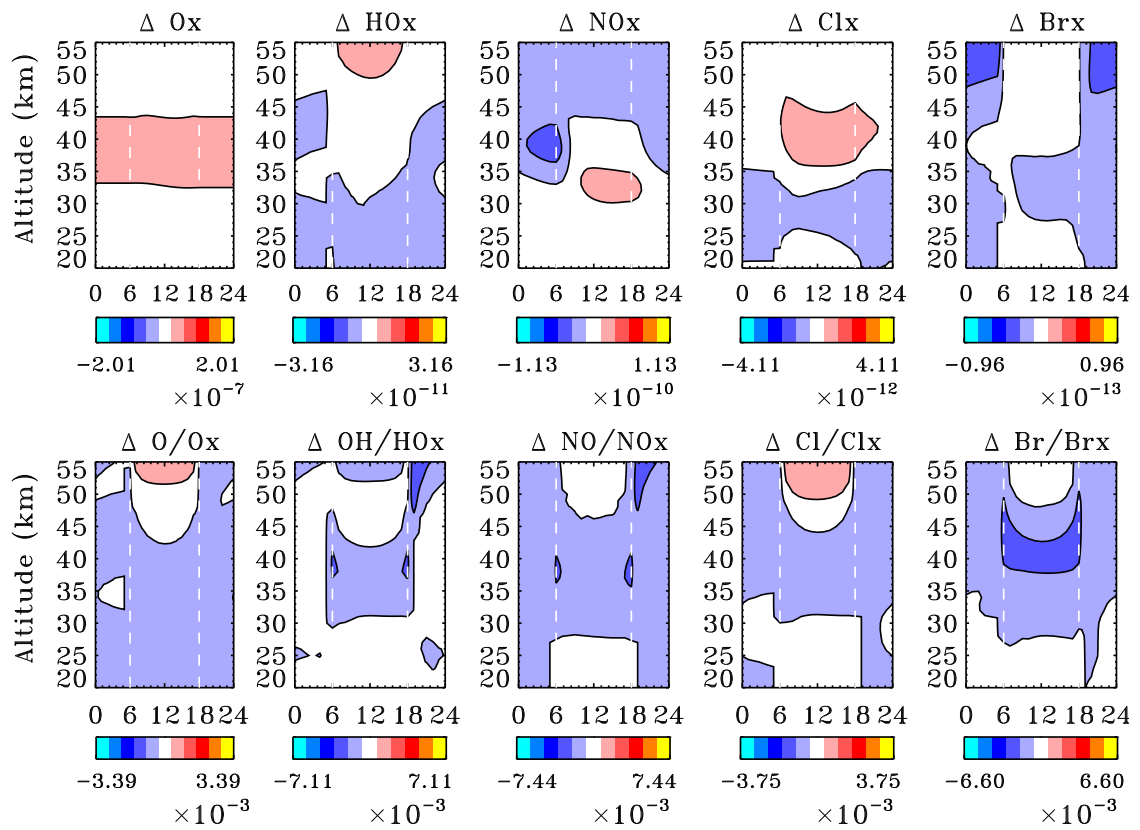


Figure I.6 – Réponse chimique stratosphérique au cours de la phase descendante du Cycle 23, spectres reconstruits par NRLSSI.

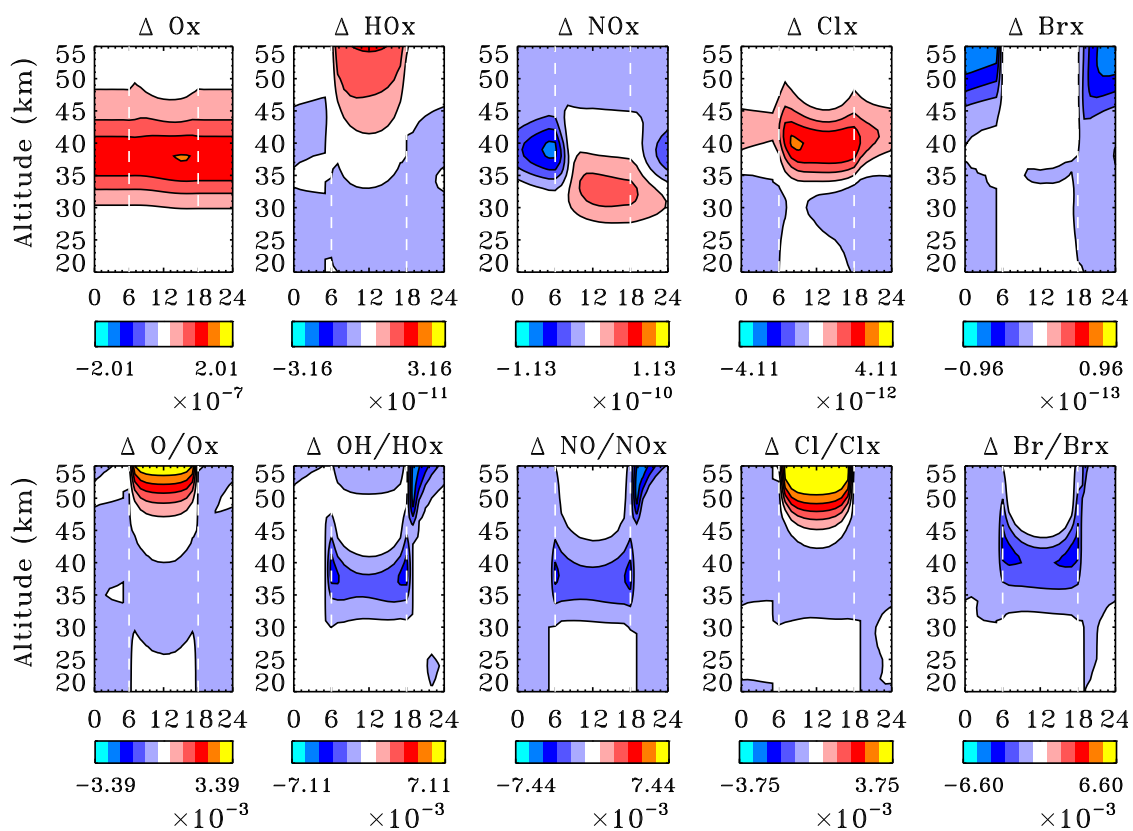


Figure I.7 – Réponse chimique stratosphérique au cours de la phase descendante du Cycle 23, spectres observés par SORCE.