

Chapitre 5

Méthode d'estimation de la distribution spectrale et validation expérimentale

Sommaire

5.1	La méthode d'estimation de la distribution spectrale de l'éclairement solaire	70
5.1.1	Source des variables d'entrée en ciel clair	70
5.1.2	Représentation schématique de la chaîne opérationnelle	72
5.2	Protocole de validation	72
5.3	Validation expérimentale de l'éclairement pour la photosynthèse des plantes	74
5.4	Validation expérimentale de l'éclairement de la lumière du jour	77
5.5	Validation expérimentale de l'éclairement ultraviolet	79
5.6	Conclusion	85

Dans ce chapitre, nous présentons ce que pourrait être une méthode automatique d'estimation de la distribution spectrale de l'éclairement solaire en conditions de ciel clair, sans pour autant en réaliser une version opérationnelle, ce qui dépasserait le cadre de la thèse. Le but principal de ce chapitre est d'effectuer des comparaisons entre les résultats issus d'un prototype de la méthode et des mesures au sol de quelques stations sur les grandeurs physiques spectrales disponibles.

5.1 La méthode d'estimation de la distribution spectrale de l'éclairement solaire

5.1.1 Source des variables d'entrée en ciel clair

La méthode prend en entrée l'ensemble des variables retenues en conclusion du chapitre 2, soit : l'angle solaire zénithal, l'altitude du lieu, le type de profil atmosphérique, l'albédo du sol, le contenu total en vapeur d'eau, le contenu total en ozone, l'épaisseur optique des aérosols à 550 nm, l'exposant d'Angström et le type d'aérosol. Les variables astronomiques sont connues à tout instant ; c'est le cas par exemple, de l'angle solaire zénithal calculé par l'algorithme SG2 de [Blanc et Wald \(2012\)](#). D'autres variables sont connues à des instants discrets avec une certaine résolution temporelle en fonction des capacités actuelles des satellites météorologiques et des modèles numériques météorologiques.

Plusieurs variables d'entrée sont en fait les mêmes que celles du modèle McClear d'estimation de l'éclairement total en ciel clair de [Lefèvre *et al.* \(2013\)](#). Certaines proviennent de la base de données des projets européens MACC (Monitoring Atmosphere Composition and Climate), qui est en fait composée d'analyses météorologiques. Par contre, l'albédo du sol utilisé dans McClear ne peut pas être utilisé tel que car il s'agit d'un albédo total qui ne représente pas la dépendance spectrale de l'albédo qui est généralement marquée.

Albédo du sol

La figure [5.1](#) affiche la variation spectrale de l'albédo en fonction du type de sol. On peut y noter que la variation de l'albédo est supérieure à 0,1 sur l'étendue spectrale représentée, c'est-à-dire qu'il est important de bien connaître la distribution spectrale de l'albédo. Dans le domaine de l'ultraviolet, l'albédo de la neige fraîche est supérieur à 0,6 et augmente considérablement avec l'épaisseur de la neige. Pour des sols couverts d'herbe, l'albédo est généralement inférieur à 0,01 dans les domaines spectraux de l'ultraviolet et de la photosynthèse des plantes.

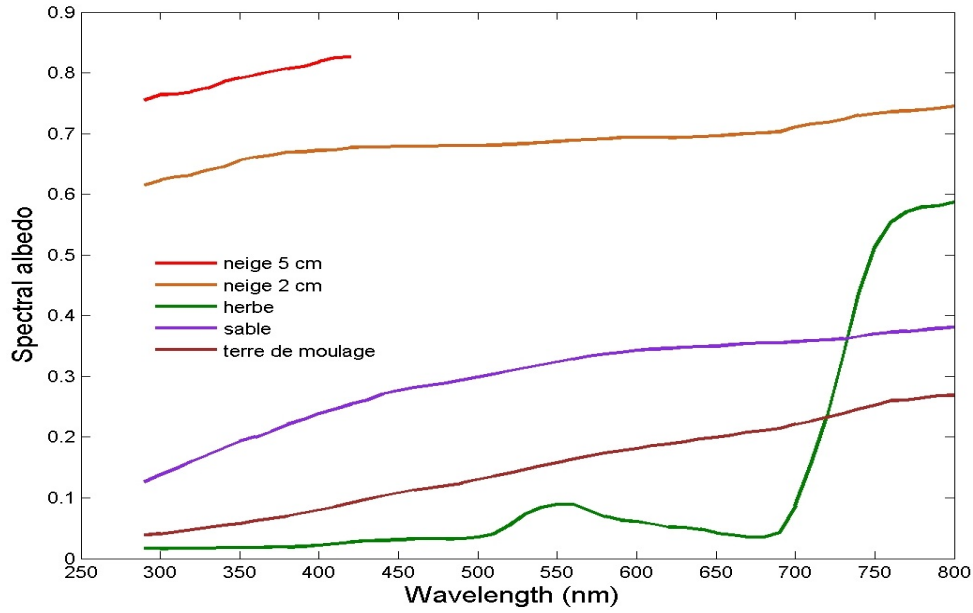


FIGURE 5.1 – Variation spectrale de l'albedo pour différents types de sol (Feister et Grewe, 1995).

L'albedo du sol $\rho_{g_{bsp}}$ pour une bande spectrale particulière est défini par :

$$\rho_{g_{bsp}} = \frac{\int_{\lambda_{inf}}^{\lambda_{sup}} \rho_{g\lambda} I_{\lambda} d\lambda}{\int_{\lambda_{inf}}^{\lambda_{sup}} I_{\lambda} d\lambda} \quad (5.1)$$

où λ_{inf} et λ_{sup} sont respectivement les longueurs d'onde inférieure et supérieure de la bande spectrale particulière, I_{λ} l'éclairement global spectral pour la longueur d'onde λ et $\rho_{g\lambda}$ l'albedo monochromatique du sol. Les mesures d'albedo monochromatique du sol en tout lieu et tout instant sont difficiles à obtenir, et encore plus dans un mode opérationnel. Une solution approchée est d'exploiter l'albedo total déjà disponible de manière opérationnelle, comme celui utilisé dans McClear et dérivé des données de MOD43C1 et MOD43C2 de MODIS (Lefèvre *et al.* (2013)).

Pour la photosynthèse des plantes, l'albedo effectif est appelé PAR-albedo. Lorsque le PAR-albedo est inconnu, il peut être estimé en multipliant l'albedo total par 0,47 (Bosch *et al.* (2009)). Ce coefficient est une valeur moyenne estimée en tenant compte d'une large diversité de type de sol. Cette approximation sera aussi utilisée pour l'albedo effectif de la lumière du jour. Pour l'ultraviolet, l'albedo effectif est appelé UV-albedo. Nous ferons une approximation de premier ordre en supposant que l'UV-albedo est égal à l'albedo total du sol.

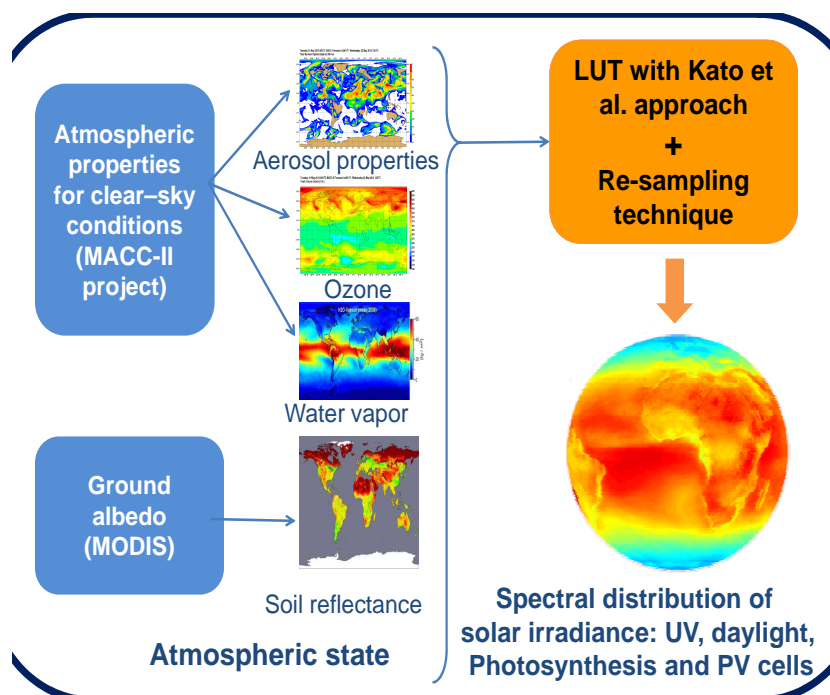


FIGURE 5.2 – Aperçu de l'exécution de la chaîne opérationnelle de la méthode.

5.1.2 Représentation schématique de la chaîne opérationnelle

La figure 5.2 est une représentation schématique de la chaîne opérationnelle mettant en oeuvre la méthode. A gauche, sont définies les différentes sources pour les variables décrivant l'état atmosphérique. A droite, des abaques ont été pré-calculés pour chacune des 32 KB, de la même manière que les abaques pré-calculés de McClear pour les éclaircements totaux. Ces abaques comportent des noeuds, c'est-à-dire des vecteurs d'entrées du MTR libRadtran, pour lesquels ont été calculés les indices de clarté global et direct. Des interpolations entre ces noeuds permettent de calculer les indices de clarté pour n'importe quel vecteur d'entrées, et donc, les 32 éclaircements solaires, global et direct, dans les bandes KB. On appliquera la technique de ré-échantillonnage à ces 32 estimations pour obtenir les estimations des grandeurs physiques dans les bandes spectrales particulières. Au final, des cartes d'éclaircements pourraient être proposées aux utilisateurs.

5.2 Protocole de validation

Les stations de mesure sélectionnées pour la validation de ce prototype, sont reconnues pour leur qualité, et appartiennent aux réseaux des Etats-Unis SRRL (*Solar Radiation Research Laboratory*), SURFRAD (*SURFace RADiation*), et *NSF polar programs UV monitoring network*, ainsi qu'à l'institut météorologique finlandais (FMI). Les stations

représentent une variété de climats et terrains et fournissent des mesures en éclaircissement global horizontal dans l’ultraviolet, la photosynthèse et la lumière du jour. Le tableau 5.1 présente le type de mesure, la période de mesure, et les coordonnées géographiques de chaque station.

La fréquence d’acquisition des mesures spectrales et leur durée d’intégration varient selon les stations. La fréquence et la durée sont de 1 min pour les stations des réseaux SRRL, SURFRAD. Pour les stations du réseau NSF, les instruments de mesure produisent en moyenne 4 spectres par heure. La durée d’acquisition est de 5 min pour la station Jokioinen et 3 min pour la station Sodankyla avec une fréquence d’acquisition d’une à deux mesures toutes les heures couvrant ainsi généralement le jour assez bien.

TABLEAU 5.1 – Description des stations et mesures expérimentales utilisées pour la validation

Type de mesure	Station (Abr.)	Source	Période	Lat.	Long.	Altitude (m)
PPFD global	Table Mountain (CO)	SRRL	2006-2013	39,74°N	105,18°O	1829
	Boulder (BO)	SURFRAD	2009-2013	40,12°N	105,23°O	1689
	Desert Rock (NV)	SURFRAD	2009-2013	36,62°N	116,02°O	1007
	Fort Peck (MT)	SURFRAD	2009-2013	48,31°N	105,10°O	634
éclairage global UV	Palmer (PA)	NSF	01/2005-09/2010	46,77°S	64,05°E	21
	Barrow (BAR)	NSF	01/2005-09/2010	71,32°N	156,68°O	8
	Sodankyla (SOD)	FMI	2007-2011	67,37°N	26,63°E	179
	Jokioinen (JOK)	FMI	2007-2008	60,82°N	23,50°E	104
	McMurdo (McM)	NSF	01/2005-02/2010	77,83°S	166,67°E	183

Nous nous intéressons aux mesures faites aux instants de ciel clair. Les mesures fournies par les stations du *NSF polar programs UV monitoring network* comprennent une étiquette indiquant si le ciel était clair ou non. Pour les autres stations, les éclaircissements totaux global, direct et diffus et pression sont disponibles et peuvent être utilisés pour sélectionner des instants de ciel clair et les éclaircissements correspondants. Pour cela, nous avons suivi la démarche adoptée par [Lefèvre et al. \(2013\)](#). Tout d’abord, seules les mesures qui obéissent aux contraintes suivantes sont considérées de bonne qualité et ont été retenues ([Roesch et al. \(2011\)](#)) :

$$1,08 \geq \frac{(B + D)}{G} \geq 0,92, \theta_s \leq 75^\circ \quad (5.2)$$

$$1,15 \geq \frac{(B + D)}{G} \geq 0,85, \theta_s > 75^\circ \quad (5.3)$$

où G,B et D sont respectivement les éclaircissements global,direct et diffus sur le plan horizontal.

Deux filtres ont été ensuite appliqués sur les données restantes afin de ne garder que des mesures faites par ciel clair. Le premier filtre est une contrainte sur la quantité d’éclaircissement diffus par rapport à l’éclaircissement global. Seuls les instants pour lesquels $\frac{D}{G} < 0,3$ ont été retenus. Le second filtre analyse la variabilité temporelle des mesures retenues après le

premier filtre. On ne conserve que les périodes possédant suffisamment de mesures ayant passé le premier filtre. Un instant donné t , exprimé en minutes, a été maintenu seulement si au moins 30% des observations de 1 min dans les deux intervalles $[-90+t, t]$ et $[t, t+90]$ ont été retenus après le premier filtre. Ensuite, un indice de clarté corrigé, KT' (Ineichen et Perez, 1999) est calculé pour cet instant :

$$KT' = \frac{KT}{1,031 \exp\left(\frac{-1,4}{0,9+\frac{9,4}{m}}\right) + 0,1}; \quad (5.4)$$

avec m la masse d'air, fonction de l'angle solaire zénithal (θ_s en radians), et définie par la relation de Kasten et Young (1989).

$$m = \frac{P}{\cos(\theta_s) + 0,50572(\theta_s + 6,07995)^{-1,6364}} \quad (5.5)$$

où P est le rapport entre la pression de l'atmosphère au niveau du site d'étude et celle au niveau de la mer. Un instant a été considéré clair si l'écart type de KT' dans l'intervalle $[t-90, t+90]$ était inférieur à un seuil, défini de manière empirique à 0,02. Seuls ces instants de ciel clair ont été retenus pour la validation.

5.3 Validation expérimentale de l'éclairement pour la photosynthèse des plantes

La performance de la méthode est évaluée par des indicateurs statistiques de comparaison. Nous avons calculé les écarts : estimation faite par la méthode moins valeur mesurée par les instruments, pour chaque instant. Les indicateurs synthétisent ces écarts. Les données ont été divisées en sous-ensembles d'angle solaire zénithal afin de voir la dépendance des performances à ce dernier. Une analyse supplémentaire a été faite sur la dépendance de la performance à l'année et au mois.

Les quatre stations étudiées pour l'éclairement relatif à la photosynthèse des plantes se trouvent toutes dans l'ouest des Etats-Unis d'Amérique. Ces sites sont tous en altitude, de 634 m à 1829 m. L'atmosphère y est souvent claire, avec une faible quantité d'aérosols et il n'y a pas de changement saisonnier de la végétation.

Chaque instrument de mesure utilisé dans chacune des stations est un détecteur quantique du type LI-COR. Selon le fabricant des instruments LI-COR, l'erreur totale est d'environ 8 % (http://envsupport.licor.com/docs/Rad_Meas.pdf).

La figure 5.3 montre pour chacune des quatre stations, l'histogramme bidimensionnel entre les mesures et les estimations de notre méthode en éclairement global photosynthétiquement actif (PPFD). Le tableau 5.2 présente les performances statistiques de la

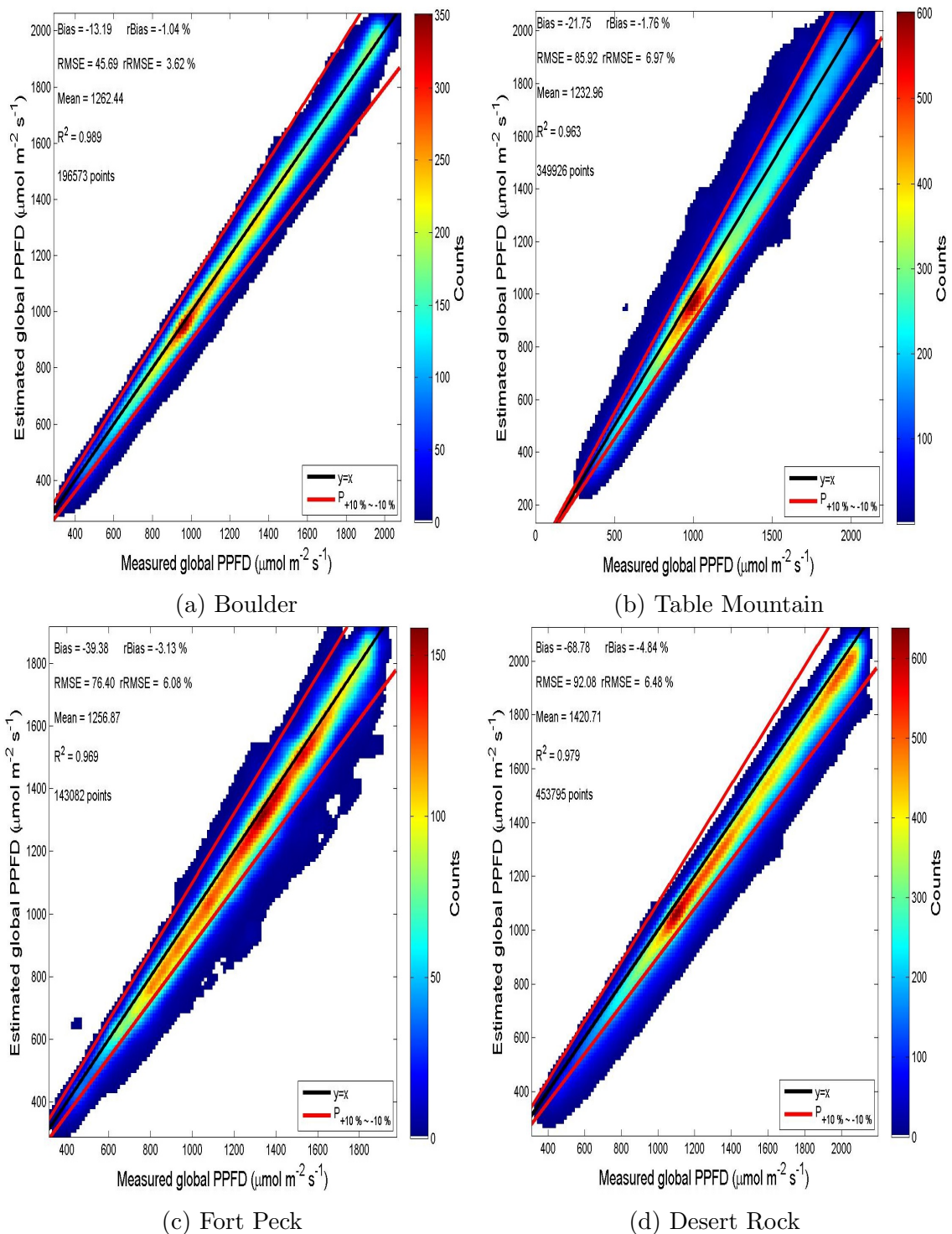


FIGURE 5.3 – Performance de la méthode numérique pour l'estimation de l'éclairement global photosynthétiquement actif pour quatre stations aux Etats-Unis.

méthode numérique pour l'estimation de l'éclairement lié à la photosynthèse des plantes sur chacune des stations étudiées. La valeur moyenne mesurée, le biais et le RMSE sont donnés en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

TABLEAU 5.2 – Indicateurs statistiques de comparaison donnant la performance de la méthode numérique dans l'estimation de l'éclairement relatif à la photosynthèse des plantes dans chacune des stations étudiées (les unités de biais, RMSE et valeur moyenne mesurée sont $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$)

Station	Nombre d'échantillons	R^2	Valeur moyenne mesurée	Bias	RMSE	rBias (%)	rRMSE (%)
Boulder	196573	0,989	1262	-13,2	45,7	-1,0	3,6
Table Mountain	349926	0,963	1233	-21,7	85,9	-1,8	7,0
Fort Peck	143082	0,969	1257	-39,4	76,4	-3,1	6,1
Desert Rock	453795	0,979	1421	-68,8	92,1	-4,8	6,5

En général, la densité de points suit bien la droite $y=x$. Les carrés des coefficients de corrélation varient entre 0,96 et 0,99 signifiant que plus de 96 % de la variabilité temporelle de la mesure du PPF, exprimée sous forme de variance, est reproduite par la méthode numérique. La méthode montre des différences systématiques ("bias" sur la figure) négatives, c'est-à-dire des sous-estimations. Ces biais varient entre -69 et -13 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, soit des biais relatifs entre -4,84 % et -1,04 % par rapport aux valeurs moyennes mesurées. Le RMSE relatif est compris entre 3,6 % et 7,0 %.

Les biais en valeurs absolues pour toutes les stations montrent une tendance à diminuer avec l'angle solaire zénithal. C'est le cas par exemple pour la station de Boulder (figure 5.4). Ceci est attribué au fait que l'éclairement diminue avec cet angle. Par contre, les biais relatifs montrent une tendance à augmenter avec l'angle solaire zénithal, ce qui s'explique par la relative constance du biais avec cet angle, alors que l'éclairement moyen diminue.

La méthode sous-estime faiblement le PPF pour Boulder (figure 5.3a) et Table Mountain (figure 5.3b) ; la sous-estimation est plus prononcée à Fort Peck (figure 5.3c) et Desert Rock (figure 5.3d). Les performances pour Boulder et Table Mountain sont assez proches les unes des autres. Les répartitions des densités des points sont assez similaires, avec une densité maximale aux alentours de 900 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Ceci peut être expliqué par le fait que les deux stations sont géographiquement très proches, en altitude, avec le même type de sol et de paysage, et sans doute les mêmes caractéristiques de l'atmosphère claire.

La plus grande dispersion du nuage de points est observée pour Fort Peck. Le coefficient de détermination y est le plus faible tout en restant très élevé : 0,96. La valeur moyenne à Desert Rock est beaucoup plus grande que pour les trois autres stations : 1421 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour Desert Rock et environ 1250 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour les autres. La sous-estimation y est la plus marquée : presque -5 %. Desert Rock présente également le RMSE le plus élevé : 92 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, soit environ 6 % de la valeur moyenne.

Nous avons tracé sur les histogrammes bidimensionnels, deux droites en rouge, qui re-

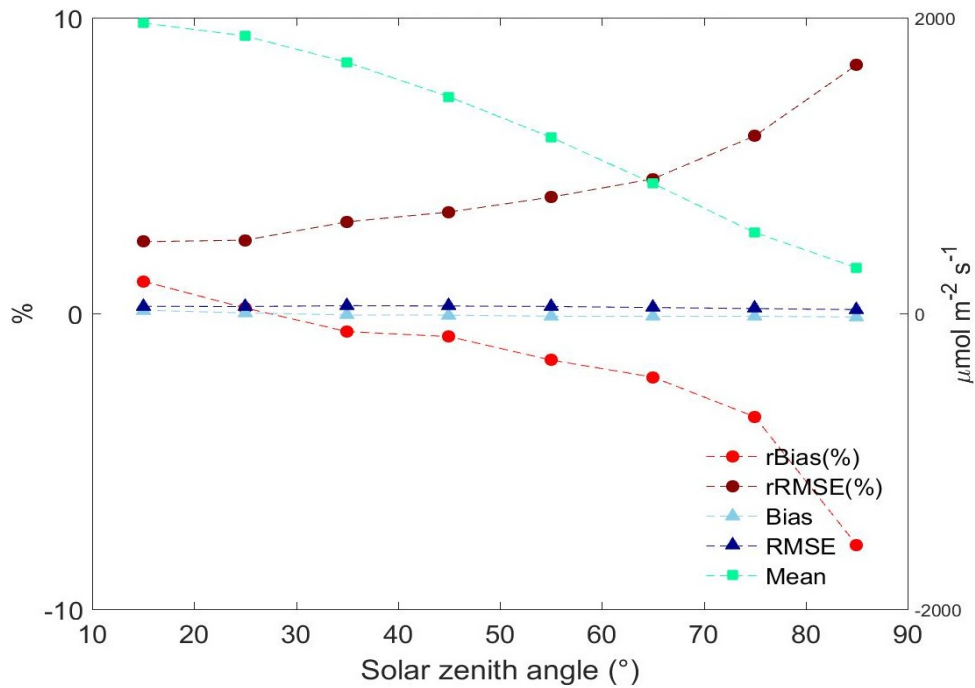


FIGURE 5.4 – Dépendance des indicateurs statistiques avec l’angle solaire zénithal pour la station de Boulder.

présentent les droites $y=x \pm 10\%$. On observe que la grande majorité des points se trouve entre ces deux droites. Pour Desert Rock et Boulder, les sous-estimations inférieures à -10% correspondent pour la plupart à la période hivernale où l’angle solaire zénithal est souvent plus grand que 70° . De telles sous-estimations sont très rares dans les autres périodes de l’année. Nous pouvons déduire de cette comparaison que notre méthode reproduit bien le PAR pour ces quatre stations.

Une partie des sous-estimations produites par la méthode peut être attribuée à l’approximation qui a été faite sur le PAR-albédo. En effet, dans la méthode, le PAR-albédo est estimé à partir de l’albédo total et un coefficient moyen de 0,47 tenant en compte de plusieurs types de sol. Par exemple, en période hivernale, lorsque le sol qui entoure l’instrument de mesure est recouvert de neige, le coefficient devrait être plus élevé, supérieur à 1. Ceci augmenterait la valeur du PAR-albédo entré dans la méthode, entraînant une augmentation de l’éclairement diffus et donc, du global, et par conséquent, une diminution de la sous-estimation.

5.4 Validation expérimentale de l’éclairement de la lumière du jour

Dans notre jeu de données, une seule station fournit des mesures d’éclairement pour la lumière du jour : celle de Table Mountain, déjà présentée. L’appareil de mesure installé

dans ce site est un LI-COR photometric sensor LI 210 faisant partie de la gamme des appareils LI-COR. Comme pour l'éclairément photosynthétiquement actif, l'erreur totale est approximativement de 8 %.

La figure 5.5 affiche la validation expérimentale de l'éclairément lumineux global versus les mesures au sol sous la forme d'un histogramme bidimensionnel et le tableau 5.3 présente les indicateurs statistiques.

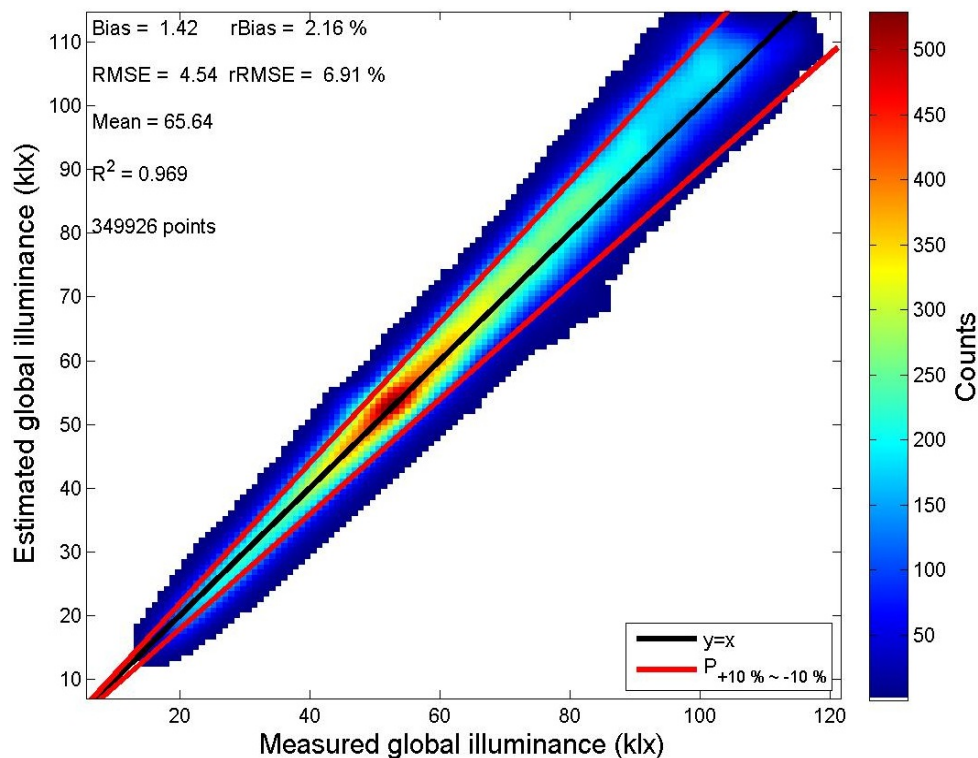


FIGURE 5.5 – Performance de la méthode numérique pour l'estimation de l'éclairément lumineux global pour Table Mountain.

TABLEAU 5.3 – Indicateurs statistiques de comparaison donnant la performance de la méthode numérique dans l'estimation de l'éclairément de la lumière du jour pour la station de Table Mountain

Station	Nombre d'échantillons	R^2	Valeur moyenne mesurée (klx)	Bias (klx)	RMSE (klx)	rBias (%)	rRMSE (%)
Table Mountain	349926	0,969	65,6	1,4	4,5	2,2	6,9

On observe sur la figure 5.5 une grande concentration de points suivant la droite 1 :1. Le biais est positif et faible : 1,4 klx, soit 2 % de la valeur moyenne. Le RMSE vaut 4,5 klx, soit 7 % en valeur relative. On peut aussi remarquer que la dispersion des écarts augmente avec l'éclairément lumineux. Le carré du coefficient de corrélation est de 0,97.

Comme précédemment, en considérant que l'erreur totale sur la mesure est de l'ordre de 10 %, nous avons tracé deux droites en rouge, qui représentent les droites $y=x \pm 10\%$, sur l'histogramme bidimensionnel. La majorité des points se trouve entre ces deux droites.

Nous pouvons conclure que notre méthode présente une bonne performance pour l'estimation de l'éclairement lumineux global tout en soulignant qu'une seule station a été utilisée.

Le domaine spectral de la lumière du jour est [380 ; 780] nm. La méthode numérique devrait utiliser l'albédo de cette région spectrale, mais, par méconnaissance de la valeur réelle, nous utilisons le PAR-albédo défini entre 400 et 700 nm. Cette approximation donne de bons résultats dans ce cas, notamment parce que l'albédo a une influence sur la composante diffuse et que pour cette station à très haute altitude et de ciel très souvent clair, la proportion du diffus par rapport au global est faible, et par conséquent, l'influence de l'albédo sur l'éclairement global est faible.

5.5 Validation expérimentale de l'éclairement ultraviolet

Nous disposons de cinq stations mesurant l'éclairement ultraviolet dans notre validation. Elles sont toutes situées à de très hautes latitudes.

Le site de mesure situé à Barrow est le point septentrional le plus proche de l'Alaska au bord de l'océan Arctique. Il est aussi situé sur la côte de la mer des Tchouktches généralement couverte par la glace entre novembre et juillet. Le site est recouvert de neige d'octobre à juin. L'instrument de mesure utilisée est un spectroradiomètre de type UV-100. Il mesure l'éclairement spectral global tous les 1 nm entre 280 nm et 600 nm. Selon les valeurs climatologiques, l'albédo effectif de surface est de $0,83 \pm 0,08$ pendant mars et avril et inférieur à 0,15 en été, entre août et septembre ([Bernhard *et al.*, 2007](#)).

La station de McMurdo appartient au réseau de surveillance UV de l'agence NSF. Elle est située sur l'île de Ross, une île volcanique de l'Antarctique, entourée par des plateaux de glace et de glaciers. L'atmosphère de l'Antarctique est la plus propre d'un point de vue optique à l'échelle mondiale ([Herber *et al.*, 1993](#); [Shaw, 1982](#)). Les niveaux de rayonnement UV ne sont pas affectés de manière significative par les aérosols ([Bernhard *et al.*, 2006](#)). L'instrument de mesure utilisé est un spectroradiomètre de type SUV-100. Il mesure l'éclairement spectral global tous les 1 nm entre 280 nm et 600 nm. La surface environnant l'instrument de mesure est constituée de roches volcaniques sombres, recouvertes de neige durant l'hiver ([Bernhard *et al.*, 2006](#)).

La station Palmer est située sur l'île Anvers, à l'ouest de la péninsule Antarctique au sud de l'Amérique du Sud. L'océan qui entoure l'île glaciaire est gelé durant l'hiver et ouvert pendant l'été ([Bernhard *et al.*, 2005](#)). L'instrument de mesure utilisé est également un spectroradiomètre de type SUV-100.

L'observatoire de Jokioinen est situé dans un milieu rural dans le sud-ouest de la

Finlande, et entouré de champs de culture agricole et d'une forêt boréale au sud. Le site est relativement plat avec un horizon satisfaisant. Le nombre de jours d'enneigement est d'environ 130. L'albédo UV effectif peut atteindre jusqu'à 0,4 à cause de la couverture neigeuse. La surface est généralement libre de neige de mai à septembre (Krotkov *et al.*, 2001). L'instrument de mesure utilisé est un spectrophotomètre de type MK-III # 107. Il mesure l'éclairement spectral global tous les 0.1 nm entre 286,5 nm et 365 nm. Les données sont extrapolées pour couvrir le domaine [280 ; 400] nm.

Le site de mesure UV de recherche dans l'Arctique du FMI est situé à 6 km au sud de la ville de Sodankylä, en Finlande. La région est subarctique. L'albédo dans l'UV suit une variation saisonnière selon la couverture de neige. L'albédo UV effectif varie de 0,03 en été jusqu'à 0,65 en hiver (Arola *et al.*, 2003). La surface est généralement libre de neige de juin à septembre (Krotkov *et al.*, 2001). L'instrument de mesure utilisé est un spectrophotomètre de type MK-II # 037, mesurant l'éclairement spectral global tous les 0.1 nm entre 290 nm et 325 nm. La méthode d'extrapolation utilisée pour la station de Jokioinen a également été appliquée à ces données pour couvrir tout le domaine UV.

Le tableau 5.4 présente les indicateurs statistiques de la méthode numérique pour l'estimation de l'éclairement global ultraviolet pour chaque station. Les figures 5.6a, 5.7a, 5.8a, 5.9a, 5.10a affichent les corrélogrammes entre l'estimation obtenue de la méthode numérique et la mesure pour chaque station.

TABLEAU 5.4 – Indicateurs statistiques de comparaison donnant la performance de la méthode numérique dans l'estimation de l'éclairement global ultraviolet pour chacune des stations étudiées

Station	Nombre d'échantillons	R^2	Valeur moyenne mesurée (Wm^{-2})	Bias (Wm^{-2})	RMSE (Wm^{-2})	rBias (%)	rRMSE (%)
Barrow	2215	0,980	18,9	-0,2	1,2	-1,1	6,5
Mc Murdo	3351	0,978	21,1	-0,5	1,6	-2,6	7,6
Palmer	622	0,998	23,0	-2,1	2,4	-9,2	10,5
Jokioinen	1140	0,980	22,8	-0,4	1,7	-1,8	7,5
Sodankyla	2590	0,978	21,5	-0,5	1,9	-2,2	8,9

On observe sur les figures, qu'en général, tous les points sont confinés dans une région relativement étroite autour de la droite $y=x$, sauf pour la station de Palmer. Les carrés des coefficients de corrélations varient entre 0,97 et 0,99 signifiant que plus de 97 % de la variabilité temporelle de la mesure de l'éclairement global ultraviolet est expliquée par la méthode numérique. La méthode montre des biais variant entre $-2,1 W m^{-2}$ et $-0,2 W m^{-2}$, soit en valeur relative, entre $-9,2 \%$ et $-1,1 \%$. On observe dans tous les cas, une sous-estimation de la méthode numérique. Le RMSE est très proche du biais. Il varie entre $-1,2 W m^{-2}$ et $2,4 W m^{-2}$, soit en valeur relative, entre $6,5 \%$ et $10,5 \%$. On peut aussi remarquer qu'il n'existe pas de grands écarts entre les valeurs moyennes des mesures de chacune des stations de mesures.

Sur la figure 5.7a représentant la validation expérimentale pour la station de Mc-

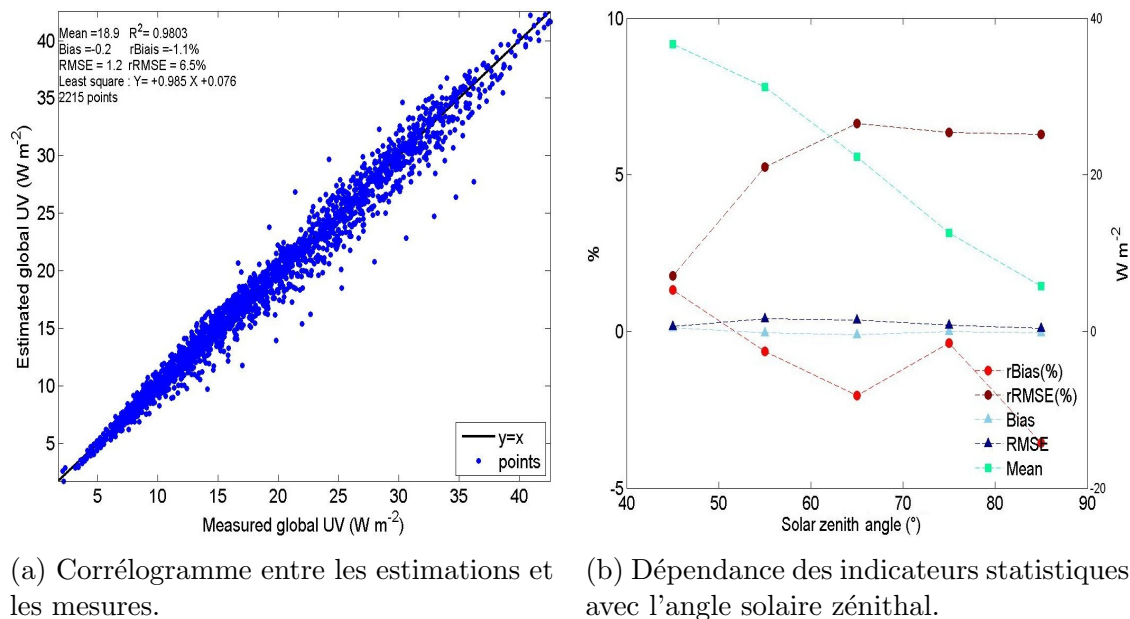


FIGURE 5.6 – Performance de la méthode numérique en éclairement global ultraviolet pour la station de Barrow.

Murdo, on peut observer trois principaux modes. Ces trois modes ne correspondent pas particulièrement à une période de l'année et ni à un ensemble particulier de l'angle solaire zénithal. Nous n'avons pas d'explication satisfaisante à proposer.

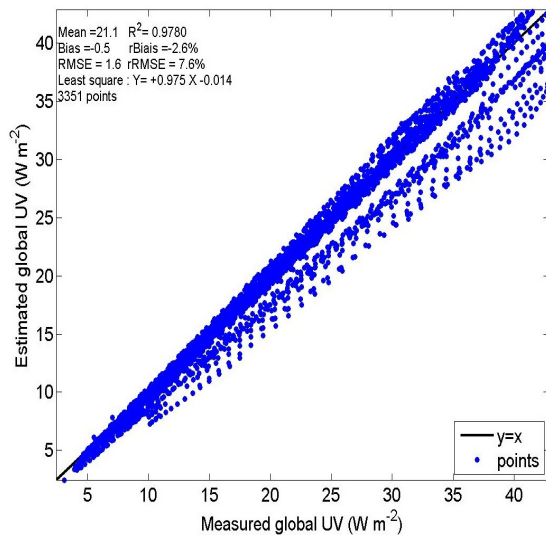
La plus grande sous-estimation de la méthode est observée pour la station de Palmer, qui affiche par ailleurs, le carré du coefficient de corrélation le plus élevé : 0,99. On observe que pour cette station (figure 5.8a), la concentration des points suit bien une droite avec une très faible dispersion, mais s'écarte progressivement de la droite $y=x$ en fonction de l'éclairement UV. Le biais est de $-2,1 \text{ W m}^{-2}$, soit en valeur relative, de $-9,2 \%$.

On observe une concentration de points sur plusieurs zones liés à l'angle solaire zénithal pour la station de Jokioinen (figure 5.9a).

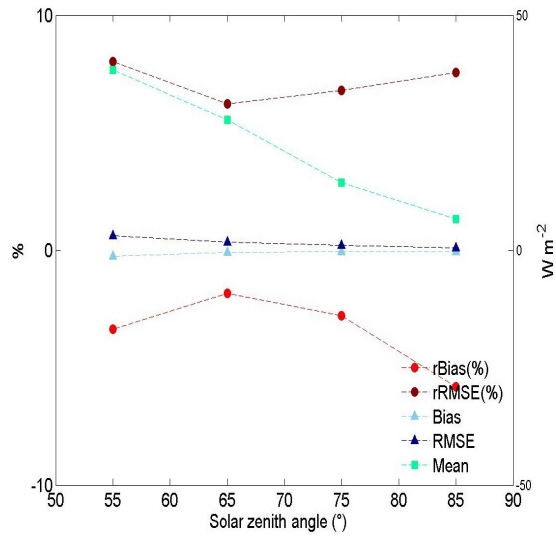
Pour chacune des stations, les dépendances des erreurs avec les angles solaires zénithaux ont été calculées et tracées en classes par tranche de 10° entre la valeur minimale et la valeur maximale de l'angle solaire zénithal. Les figures 5.6b, 5.7b, 5.8b, 5.9b, 5.10b affichent les dépendances des erreurs avec les angles solaires zénithaux respectivement pour la station de Barrow, Mc Murdo, Palmer, Jokioinen et Sodankyla.

En général, les biais en valeurs absolues montrent une tendance à diminuer avec l'angle solaire zénithal. Ils sont tous inférieurs à 2 W m^{-2} en valeur absolue. Les biais relatifs montrent une tendance à augmenter avec l'angle solaire zénithal, ce qui s'explique par la relative constance du biais avec cet angle, alors que l'éclairement moyen diminue.

On remarque que, quelque soit la classe d'angle solaire zénithal, le biais et le RMSE sont très proches l'un de l'autre en valeur absolue. Ceci traduit bien la faible dispersion du nuage de points le long de la droite $y = x$. L'analyse des performances ne montre pas

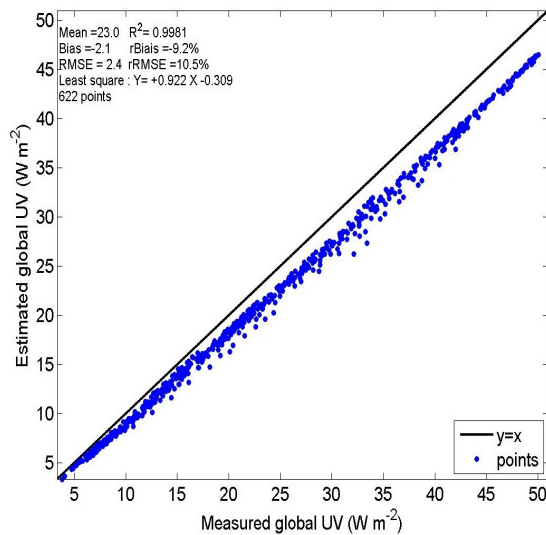


(a) Corrélogramme entre les estimations et les mesures.

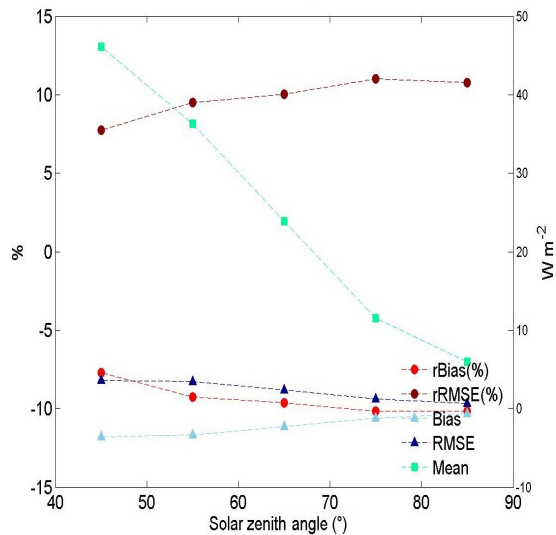


(b) Dépendance des indicateurs statistiques avec l'angle solaire zénithal.

FIGURE 5.7 – Performance de la méthode numérique en éclairage global ultraviolet pour la station de McMurdo.

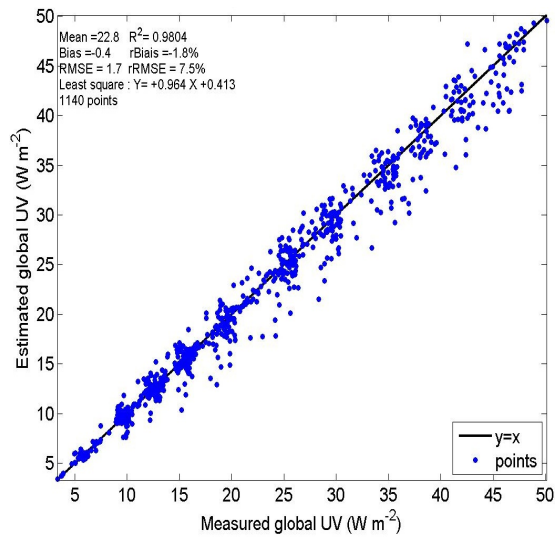


(a) Corrélogramme entre les estimations et les mesures.

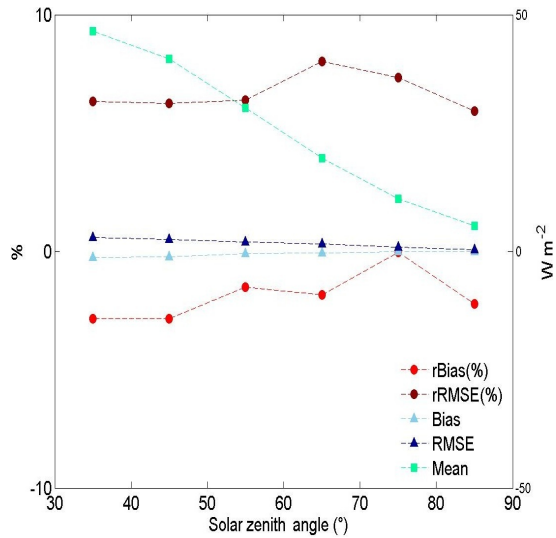


(b) Dépendance des indicateurs statistiques avec l'angle solaire zénithal.

FIGURE 5.8 – Performance de la méthode numérique en éclairage global ultraviolet sur la station de Palmer.

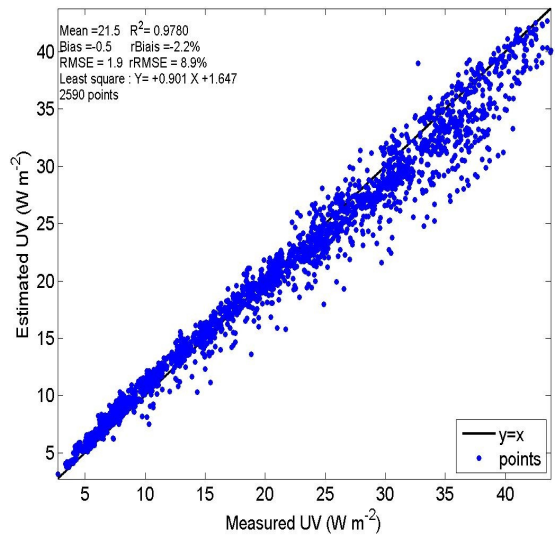


(a) Corrélogramme entre les estimations et les mesures.

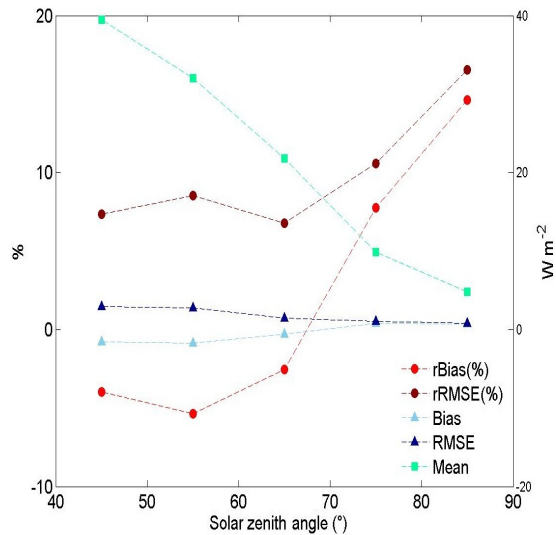


(b) Dépendance des indicateurs statistiques avec l'angle solaire zénithal.

FIGURE 5.9 – Performance de la méthode numérique en éclaircissement global ultraviolet pour la station de Jokioinen.



(a) Corrélogramme entre les estimations et les mesures.



(b) Dépendance des indicateurs statistiques avec l'angle solaire zénithal.

FIGURE 5.10 – Performance de la méthode numérique en éclaircissement global ultraviolet pour la station de Sodankyla.

de dépendance avec le mois ou l'année.

Hormis la station de Palmer, les performances de la méthode ne montrent pas une dépendance remarquable avec l'angle solaire zénithal. Quelque soit l'angle solaire zénithal, le biais relatif est inférieur à 5 % en valeur absolue, excepté pour $\theta_s > 80^\circ$, ce qui montre la capacité de la méthode numérique à reproduire les estimations de l'éclairement global ultraviolet pour ces stations avec un certain niveau de précision.

La grande partie des différences systématiques observées pour la station de Palmer peut être bien expliquée par l'approximation faite sur l'UV-albédo qui a été supposé égal à l'albédo total du sol. L'albédo total du sol utilisé en entrée de la méthode ne dépasse pas la valeur de 0,05 correspondant a priori à un sol non couvert de neige ou de glace, alors que, suivant les valeurs climatologiques, l'albédo effectif UV de cette station de mesure varie entre 0,6 et 0,95 entre l'hiver et l'été (Bernhard *et al.*, 2005). Cet écart entre l'albédo total et l'albédo UV réel est très élevé et rend compte du biais important. En effet, en remplaçant l'UV-albédo utilisée dans la méthode par les valeurs climatologiques du site obtenu de Bernhard *et al.* (2005), on obtient des éclaircissements UV plus élevés (figure 5.11). On passe alors d'une sous-estimation à une très légère surestimation. On note l'apparition de deux "branches", qui peut être expliquée par le fait que ces albédos climatologiques ont une distribution statistique plutôt bimodale avec un mode autour de 0,4 de décembre jusqu'en avril et autour de 0,7 d'août à novembre.

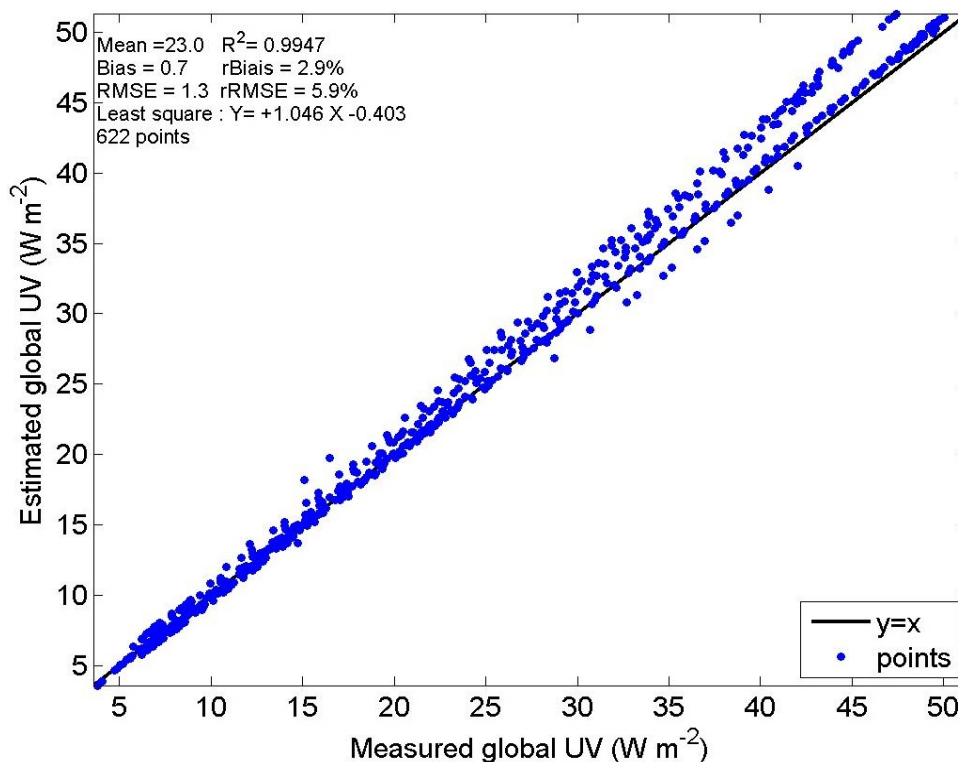


FIGURE 5.11 – Corrélogramme de comparaison pour la station de Palmer lorsque les valeurs climatologiques mensuelles d'UV albédo sont utilisées en entrée de la méthode.

Le tableau 5.5 donne les indicateurs statistiques pour les deux situations : (1) lorsque l'albédo total est utilisé, et (2) lorsque les valeurs climatologiques sont utilisées. On observe une amélioration considérable des performances de la méthode avec toujours avec une très faible dispersion du nuage de points. Le biais passe ainsi de $-2,1 \text{ W m}^{-2}$ à $0,7 \text{ W m}^{-2}$, soit de $-9,2 \%$ à $2,9 \%$ en valeur relative.

Les erreurs de la méthode engendrées par la large différence entre l'UV-albédo réel et l'UV-albédo approché, surtout en présence des neiges, ne sont pas observées dans les autres stations. Ceci est dû au fait que généralement, les instants de ciel clair retenus dans la comparaison ne se trouvent pas dans la période de forte couverture neigeuse, ce qui retire systématiquement de notre analyse, les larges différences d'albédo d'UV et total.

TABLEAU 5.5 – Indicateurs statistiques de comparaison donnant la performance de la méthode numérique en éclairement global ultraviolet pour Palmer

Source de l'UV-albédo	R^2	Valeur moyenne mesurée (W m^{-2})	Bias (W m^{-2})	RMSE (W m^{-2})	rBias (%)	rRMSE (%)
(1)	0,998	23,0	-2,1	2,4	-9,2	10,5
(2)	0,995	23,0	0,7	1,3	2,9	5,9

5.6 Conclusion

La méthode numérique d'estimation de la distribution spectrale de l'éclairement solaire en condition de ciel clair présente des performances encourageantes. Les carrés de coefficient de corrélation, ou coefficient de détermination, sont élevés et supérieurs à 0,9. En général, les biais relatifs sont de l'ordre de 5 % en valeur absolue. Le RMSE est proche du biais en valeur absolue, ce qui traduit la faible dispersion des points sur les corrélogrammes entre les estimations de la méthode et les mesures au sol.

Les études de performance de la méthode numérique ont été effectuées principalement en éclairement global. C'est une limite de la validation. Cependant, puisque le global inclut le diffus et que ce dernier est sensible au pouvoir réflecteur du sol, nous avons pu mettre en évidence la dépendance des sous-estimations à l'albédo du sol. Plus l'albédo du sol est élevé, plus l'éclairement global est grand. Dans notre évaluation, l'albédo effectif relatif à la photosynthèse des plantes ou l'ultraviolet, a été calculé de manière grossière à partir de l'albédo total.

Le PAR-albédo a été déduit par multiplication de l'albédo total du sol avec un coefficient constant de 0,47. Cette supposition est grossière puisque c'est une valeur moyenne du coefficient obtenue sur plusieurs types de sol. Par exemple, si le sol est recouvert d'herbe sèche, ce coefficient peut atteindre 0,7 (Bosch *et al.*, 2009).

L'UV-albédo a été considéré comme l'albédo total du sol. Cela reste aussi une approximation grossière qui marche plutôt bien dans le cas d'un sol recouvert de végétation.

Mais dès que nous avons affaire à des sols recouverts de neige, l'UV-albédo du sol est très élevé, avoisinant une valeur de 0,9. L'écart entre l'albédo du sol et l'UV-albédo devient beaucoup plus important et entraîne une large sous-estimation.

C'est pour cette raison qu'une détermination plus précise de l'albédo du sol pour chaque bande spectrale particulière permettrait d'améliorer d'avantage les résultats en vue d'une meilleure précision. Cette observation est un premier pas vers l'amélioration des estimations de la méthode numérique en éclairage global. Par la suite, les améliorations de précision d'autres variables d'entrée aussi importantes, telles que les propriétés optiques des aérosols peuvent contribuer à une bonne estimation en éclairage global et direct.