



Rapport de recherche

1997

Open Access

This version of the publication is provided by the author(s) and made available in accordance with the copyright holder(s).

Modèle d'évaluation de la turbidité atmosphérique sur la base de la fraction diffuse

Ineichen, Pierre; Molineaux, Benoît

How to cite

INEICHEN, Pierre, MOLINEAUX, Benoît. Modèle d'évaluation de la turbidité atmosphérique sur la base de la fraction diffuse. 1997

This publication URL: <https://archive-ouverte.unige.ch/unige:79685>



MODÈLE D'ÉVALUATION DE LA TURBIDITÉ ATMOSPHÉRIQUE SUR LA BASE DE LA FRACTION DIFFUSE

Pierre INEICHEN
Benoît MOLINEAUX



MODÈLE D'ÉVALUATION DE LA TURBIDITÉ ATMOSPHERIQUE SUR LA BASE DE LA FRACTION DIFFUSE

Pierre Ineichen
Benoît Molineaux

Groupe de Physique Appliquée - Energie
et
Centre Universitaire d'Etude des Problèmes de l'Energie (CUEPE)

Mars 1997

Centre Universitaire d'Etude des Problèmes de l'Energie (CUEPE)
158 route de Florissant, Case Postale 81
1231 Conches

TABLE DES MATIÈRES

Résumé	1
Mots clé	1
Remerciements	1
Introduction	3
Le modèle de transmission atmosphérique	3
Données expérimentales	4
Méthodologie et modèle	5
<i>Détermination du modèle de trouble</i>	5
<i>Applicabilité du modèle dans les conditions de développement</i>	7
<i>Applicabilité pour toutes conditions</i>	7
<i>Modèle inverse de fraction diffuse</i>	8
Comparaison avec les mesures	10
<i>Détermination du trouble par les figures de Langley</i>	10
Conclusion	14
Références	14
Appendices	15
Annexes	19

Résumé

Basé sur un modèle de transfert radiatif spectral, nous avons développé un modèle simple de détermination du trouble atmosphérique (coefficient β d'Angström) sur la base des rayonnements global et diffus horizontaux mesurés en large bande. Le modèle s'appuie sur la fraction diffuse (rayonnement diffus rapporté au rayonnement global correspondant) comme paramètre d'entrée; il part de l'hypothèse d'une atmosphère standard US (USSA) et du modèle SRA d'aérosols continentaux et urbains du WMO.

Nous avons ensuite comparé les résultats obtenus au moyen de ce modèle avec des mesures spectrales que nous effectuons en ville de Genève. Il en résulte que le modèle d'aérosols urbain correspond beaucoup mieux à nos mesures que le modèle d'aérosols continentaux, et qu'il nous est possible d'évaluer le trouble β d'Angström au moyen de notre modèle avec un biais négligeable et une précision de 0.03 (sur un β moyen d'environ 0.12).

Un modèle inverse de détermination de la fraction diffuse sur la base du coefficient de trouble est également décrit. Il permet d'affiner le rayonnement obtenu par un modèle ciel clair lors de la connaissance du trouble (généralement en valeurs moyennes mensuelles).

Mots clé

Coefficient de turbidité d'Angström, fraction diffuse, mesures large bande et spectrales.

Remerciements

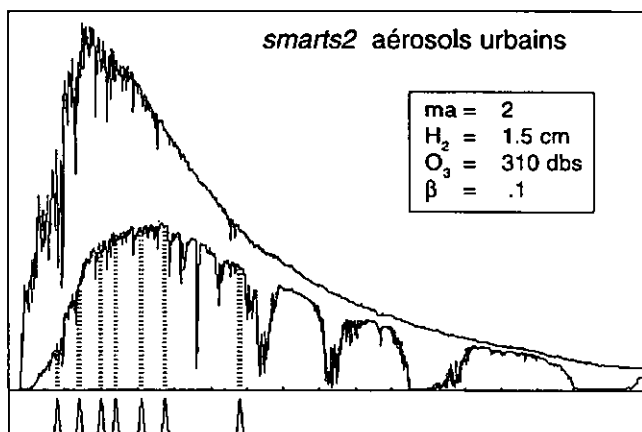
Cette étude a été effectuée grâce au soutien financier de la Fondation Ernst et Lucie Schmidheiny.

Introduction

Lors de sa traversée de l'atmosphère, le rayonnement solaire subit des interactions avec les particules dont la conséquence est une atténuation plus ou moins importante de celui-ci. Le processus est spectral mais l'étude du rayonnement solaire large bande par ciel clair peut être une possibilité d'évaluation relativement simple de la quantité d'aérosols en suspension dans l'atmosphère traversée (Molineaux, 1996). La présente étude est plus particulièrement axée sur la répartition entre les différentes composantes de ce rayonnement: la fraction diffuse (rayonnement diffus normalisé par le rayonnement global), et est basée sur le modèle de transfert radiatif du rayonnement solaire *smarts2* (Gueymard, 1995).

Le modèle de transmission atmosphérique

Dans toute cette étude, la référence «théorique» (valeurs non-mesurées) a été évaluée au moyen du modèle de transfert radiatif du rayonnement solaire *smarts2*. Nous avons utilisé ce modèle sous forme de programme fortran, auquel nous avons ajouté une interface graphique de façon à en faciliter l'utilisation.



Exemple de sortie obtenue au moyen du modèles *smarts2* et de l'interface graphique

Le modèle *smarts2* est un modèle spectral de calcul de la transmission atmosphérique, prenant en compte les constituants principaux de l'atmosphère: extinction de Rayleigh, absorption et diffusion par les gaz permanents, le NO_2 , l'ozone, la vapeur d'eau et les aérosols. Différents modèles d'atmosphères et d'extinction par les aérosols peuvent être sélectionnés comme données de

base lors de l'utilisation du modèle. Les calculs sont effectués spectralement par pas de 1 nanomètre entre 280 nm et 1700 nm, puis par pas de 5 nm jusqu'à 4000 nm.

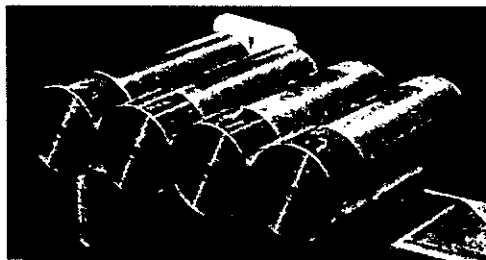
Les rayonnements direct, global et diffus calculés utilisés dans cette étude ont été obtenus par intégration des spectres issus du calcul par *smarts2*. Un rayonnement circumsolaire de cône d'ouverture de 5.7° est ajouté au rayonnement direct de façon à être au plus près des conditions expérimentales de mesures.

La figure précédente donne un exemple de spectre issu de *smarts2*. Y sont également représentés les filtres que nous utilisons pour nos mesures spectrales.

Pour toute notre étude, nous avons considéré une atténuation par une atmosphère US standard en ce qui concerne les profils de température et de pression (cf. appendice), ainsi que le modèle SRA (Standard Radiation Atmosphere du WMO) pour les aérosols de type continental et urbain. Lors de l'utilisation de *smarts2*, il est également possible de choisir la taille des aérosols et la proportion de rayonnement diffusé vers l'avant, pour autant que l'on ne choisisse pas de modèle spécifique d'aérosols. Pour cette étude, notre choix s'étant porté sur le modèle SRA, seul le coefficient de trouble d'Angström β correspondant à la quantité d'aérosols sera pris comme variable, l'exposant de la longueur d'onde étant fixé respectivement à 1.34 et 1.47 pour les aérosols continentaux et urbains.

Données expérimentales

Pour la comparaison entre le modèle développé et les mesures expérimentales, nous avons utilisé des données mesurées à Genève depuis début 1996 en large bande (global, diffus et direct) et en 7 longueurs d'onde (direct). L'ouverture de nos instruments de mesure de la composante directe (large bande et spectral) est de 5,7°. Les mesures sont effectuées de façon instantanée toutes les 10 secondes, intégrées et enregistrées toutes les minutes. Les paramètres météorologiques complémentaires sont également mesurés: température ambiante, humidité relative, ainsi que vitesse et direction du vent. La visibilité est estimée de jour toutes les trois heures à l'aéroport de Cointrin par



Tubes de mesure SolData des rayonnement spectraux d'ouverture de 5.7°

l'Institut Suisse de Météorologie (ISM, cf. réf.).

Les mesures de rayonnements large bande sont effectuées par des pyranomètres K+Z CM11 pour les rayonnements global et diffus horizontaux, et par un NIP Eppley pour le rayonnement direct normal.

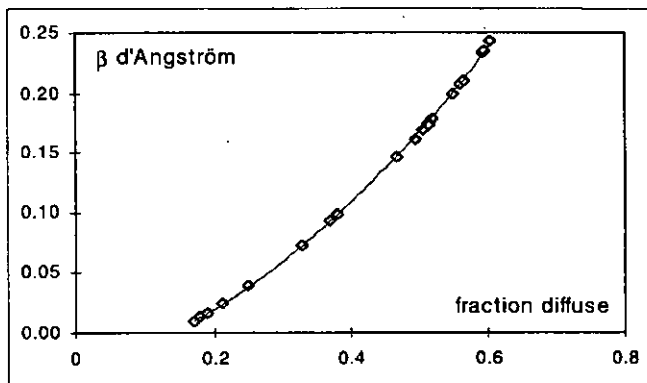
Les instruments de mesure pour les différentes bandes spectrales sont des tubes de type SolData (Bason, 1995), comprenant chacun filtre, senseur et amplificateur, tous les tubes étant montés dans une boîte hermétiquement fermée, et muni d'une vitre.

Méthodologie et modèle

Détermination du modèle de trouble

Pour la détermination du modèle ciel clair que nous décrivons ici, nous avons procédé de la façon suivante:

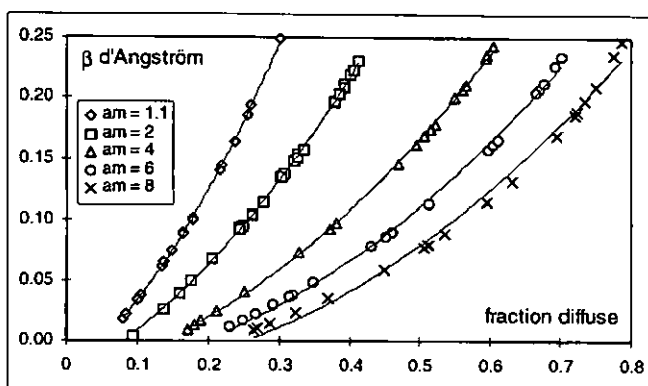
- la fraction diffuse (D_h/G_h) est calculée pour différentes conditions de turbidité d'Angström β (compris entre 0 et 0.25) et pour une masse d'air donnée. Pour ces calculs, l'atténuation spectrale est évaluée par *smarts2* puis intégrée pour obtenir les rayonnements global et diffus; la quantité d'eau condensable est considérée comme fixe (1.5 cm), de même que la quantité d'ozone (310 dobsons). La figure ci-dessous donne un exemple du résultat obtenu.



Coefficient d'Angström β en fonction de la fraction diffuse pour une masse d'air de 4, $H_2O = 1.5$ cm et $O_3 = 310$ dbs

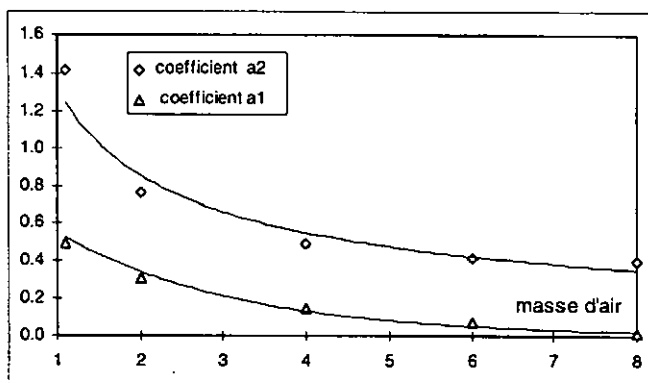
- ce calcul est effectué pour différentes masses d'air de 1 à 8, et une

régression du même type est effectuée sur les points pour chacune d'elle. Cette régression peut se faire de façon réversible, suivant le paramètre à disposition: β ou la fraction diffuse. La figure ci-dessous illustre ce résultat (la modélisation de la fraction diffuse sera décrite plus loin),



Représentation du coefficient β d'Angström en fonction de la fraction diffuse pour différentes masses d'air. Les courbes représentent les régressions effectuées.

- on représente ensuite les coefficients de régression obtenus en fonction de la masse d'air, et on effectue la modélisation en fonction de ce deuxième paramètre:

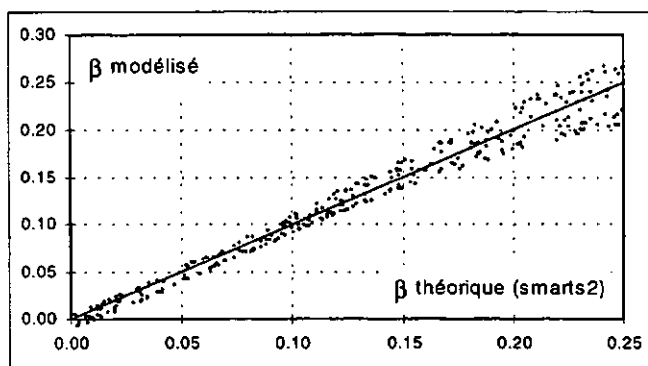


Variation des coefficients de régression avec la masse d'air. Les courbes représentent les régressions effectuées.

Le modèle est ainsi entièrement défini (description en appendice). Il s'agit maintenant de comparer les résultats obtenus au moyen du modèle avec les données théoriques et de faire une étude de sensibilité par rapport aux variables que nous avons tenues constantes.

Applicabilité du modèle dans les conditions de développement

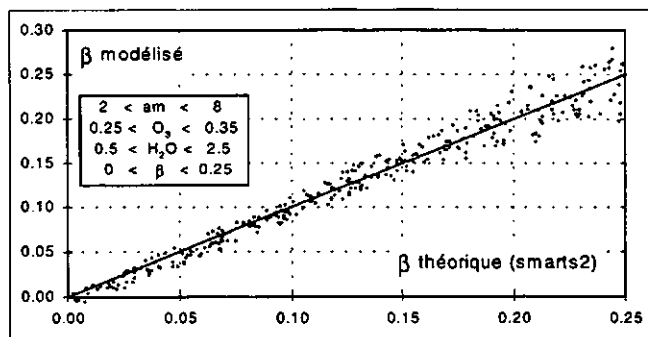
Il s'agit d'abord de valider le modèle dans les conditions qui ont servi à sa détermination: quantité d'ozone et vapeur d'eau condensable fixés respectivement à 310 dobsons et 1.5 cm. Nous avons reporté sur le graphe ci-dessous le coefficient β d'Angström modélisé en fonction de la valeur théorique (*smarts2*) pour des aérosols continentaux et urbains. Le biais du modèle est nul (points utilisés pour le développement) et sa précision d'environ ± 0.013 (écart quadratique moyen). On peut constater que la dispersion augmente avec le coefficient de turbidité mais reste centré sur un biais nul.



Evaluation du modèle dans les condions de développement

Applicabilité pour toutes conditions

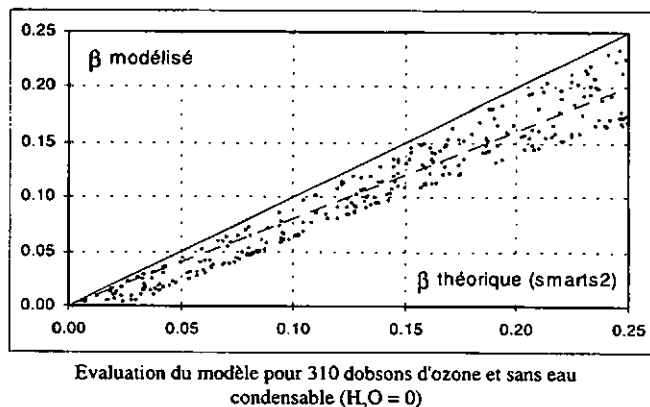
Nous avons ensuite effectué l'évaluation du modèle en variant les paramètres principaux dans des intervalles correspondants au climat d'Europe centrale: H_2O entre 0.5 cm et 2.5 cm, et ozone entre 250 et 350 dobsons. Le résultat est



Evaluation du modèle dans des condions moyennes d'eau condensable et d'ozone.

illustré sur la figure précédente. Le biais moyen devient légèrement négatif (sous-estimation du modèle d'environ .006), par contre, l'écart standard reste le même (écart quadratique autour du biais moyen), de l'ordre de 0.013.

Nous avons vu qu'en faisant varier la quantité d'eau condensable de 0.5 cm à 2.5 cm, cette variation n'avait que peu d'influence sur les résultats du modèle. En effet, la variation de transmission du rayonnement avec la vapeur d'eau condensable est la plus importante entre 0 et 0.5 cm, c'est pourquoi nous avons fait une évaluation du modèle pour une quantité d'eau nulle. Le résultat est

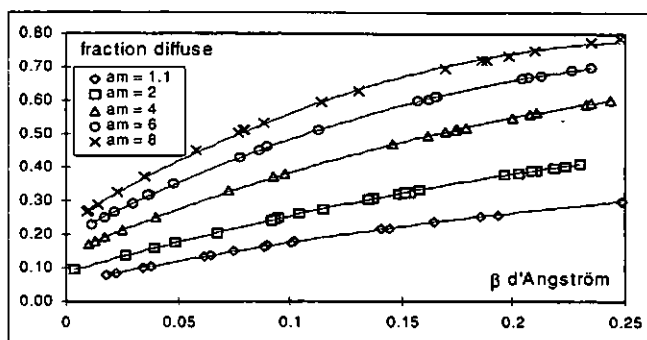


une sous-estimation de l'ordre de 20%. On peut néanmoins remarquer que pour la station de Genève, une valeur de 0.5 cm d'eau condensable n'est que très rarement atteinte et qu'il s'agit là d'une limite inférieure.

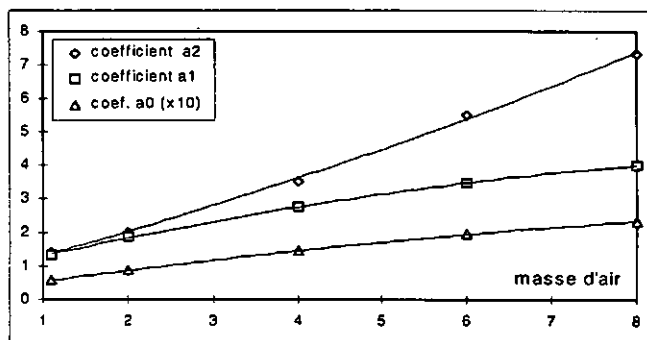
Modèle inverse de fraction diffuse

Il est souvent nécessaire d'évaluer la fraction diffuse lorsque des mesures continues et précises font défaut. Divers modèles ciels clairs existent et il peut être intéressant d'affiner quelque peu la prédiction lors de la connaissance d'un facteur de trouble (en général moyen mensuel). Le modèle inverse que nous présentons ici a été développé de la même manière que le modèle de trouble, sur la base de calcul de transmission atmosphérique au moyen de *smarts2*. Les figures suivantes illustrent le modèle, une description est donnée en appendice.

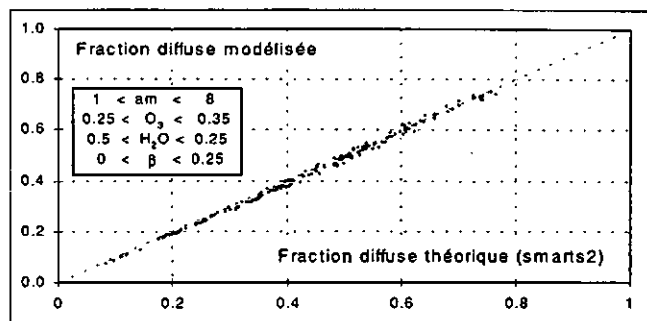
Le modèle présente un biais négligeable et une dispersion de 0.01 de fraction diffuse pour des valeurs de masse d'air de 1 à 8, d'ozone de 250 à 350 dobsons, de quantité d'eau condensable de 0.5 cm à 2.5 cm et un coefficient de trouble de 0 à 0.25. En ce qui concerne des quantités d'eau condensable inférieures à



Représentation de la fraction diffuse en fonction du coefficient β d'Angström pour différentes masses d'air. Les courbes représentent les régressions effectuées.



Variation des coefficients de régression avec la masse d'air. Les courbes représentent les régressions effectuées.



Fraction diffuse modélisée en fonction de la fraction diffuse calculée au moyen de smarts2 pour toutes conditions

0.5 cm, la même remarque que pour le modèle de trouble peut être faite.

Comparaison avec les mesures

De façon à valider le modèle de trouble sur des mesures, nous avons sélectionné une série de jours clairs répartis tout au long de l'année et pour lesquels une détermination du coefficient de trouble d'Angström était possible par le méthode de Langley pour des masses d'air optiques variant généralement de 2 à 5 (cf. table en annexe).

Détermination du trouble par les figures de Langley

Une des méthodes de détermination du coefficient de trouble d'Angström à partir de mesures spectrales consiste en la représentation logarithmique du rayonnement spectral mesuré en fonction de la masse d'air. En effet, la transmittance spectrale du rayonnement suit une loi exponentielle avec la masse d'air optique ma :

$$\tau_{\lambda} = e^{-\delta_{\lambda} \cdot ma} \quad \text{où } \tau_{\lambda} \text{ est la transmission et } \delta_{\lambda} \text{ l'épaisseur optique totale}$$

La transmittance en fonction de la masse d'air sera donc représentée par une droite sur un graphe semi-logarithmique. Il suffit ensuite de déduire l'épaisseur optique des gaz permanents, du NO_2 et de Rayleigh (et de la vapeur d'eau s'il y a lieu) pour obtenir l'épaisseur optique des aérosols. On ne considérera que des mesures pour des masses d'air supérieures à 2, de façon à pouvoir faire une représentation sur un intervalle de temps assez court et d'éviter ainsi une variation des conditions atmosphériques. Une figure de Langley est donnée

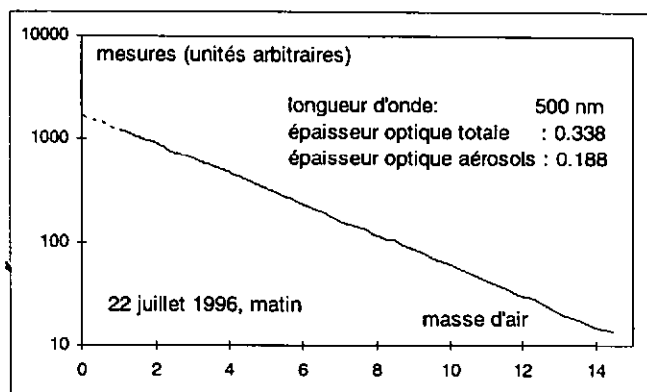


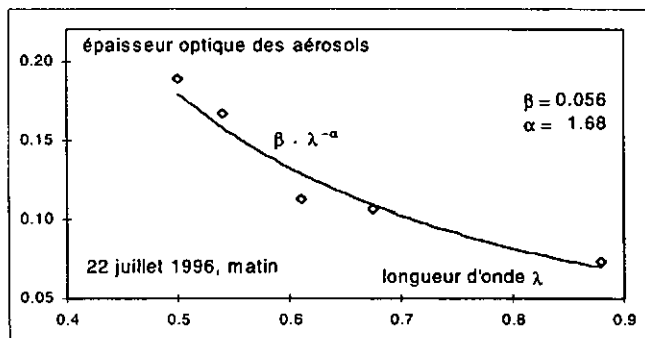
Figure de Langley pour le filtre de 500 nm le 22 juillet 1996 le matin.

ci-dessus à titre d'illustration pour le 22 juillet 1996, le matin. On constate que ce jour-là, les conditions étaient suffisamment stables pour obtenir une bonne figure de Langley sur un grand intervalle de temps (masse d'air optique de 1.3 à 15).

En utilisant la formulation d'Angström:

$$\delta_{\lambda} = \beta \lambda^{-\alpha}$$

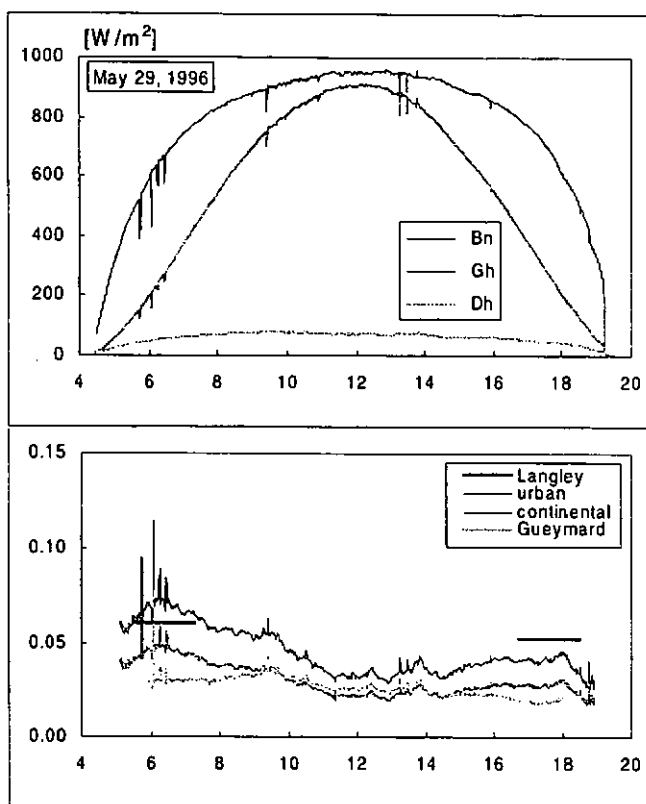
on peut déduire le coefficient de turbidité β ainsi que l'exposant de la longueur d'onde α en reportant sur un graphique les épaisseurs optiques obtenues pour les différents filtres de mesure en fonction de la longueur d'onde et en effectuant la régression (pour des $\lambda > 500$ nm.).



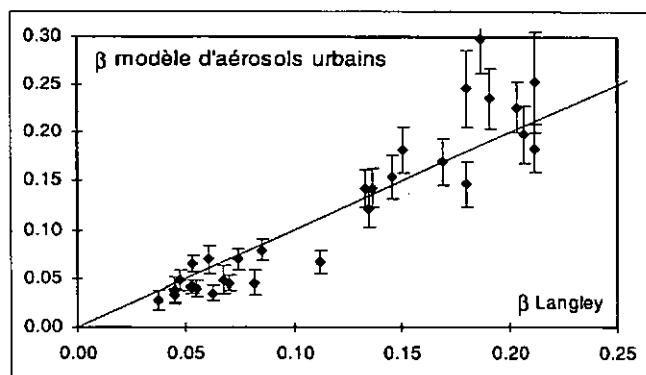
Régression sur les différentes longueurs d'onde pour l'obtention de α et β d'Angström

Nous avons effectué cette détermination pour une série de jours clairs répartis tout au long de l'année. La figure suivante représente les mesures de rayonnements global et diffus horizontaux, et direct plan suiveur pour un jour donné. La turbidité d'Angström est donnée sur le graphe du bas, pour les deux périodes de la journée où la masse d'air est comprise dans les limites spécifiées ci-dessus. Les deux courbes supérieures du graphe de turbidité représentent le modèle pour les deux types d'aérosols, continentaux et urbains. Nous y avons ajouté un modèle développé par l'auteur de *smarts2*, Christian Gueymard (1997). Il ne s'agit pas là du modèle complet de Gueymard, mais une version restreinte à des masses d'air inférieures à 4 (15° de hauteur de soleil) et à des aérosols de type continentaux (cf. appendice). La représentation de la totalité des jours utilisés dans cette étude est donnée en annexe.

A quelques exceptions près, on peut constater que le modèle d'aérosols urbains correspond bien aux données spectrales mesurées en ville de Genève. En effet,



Rayonnements et turbidité pour une journée de mai 96. Les différents modèles ainsi que la mesure de β par Langley sont représentés



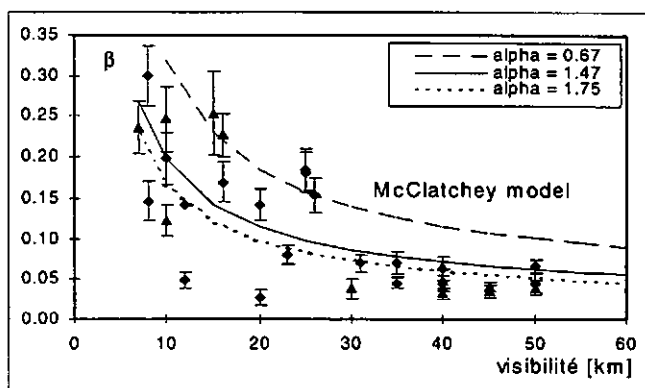
Comparaison entre le β modélisé et le β mesuré par Langley

si on représente les coefficients de turbidité obtenus par le modèle de type urbain en fonction des coefficients obtenus par la méthode de Langley, on obtient un biais négligeable entre la mesure et le modèle ($MBD = 0.002$) et une précision de ± 0.03 (RMSD) sur le β d'Angström. Une telle représentation au moyen du modèle d'aérosols continentaux donne un biais négatif (sous-estimation du modèle) de 0.07, et le modèle de Gueymard une sous-estimation de 0.05.

Les marges d'erreurs sur l'évaluation du coefficient β par le modèle tiennent compte de la fluctuation des mesures durant l'intervalle sur lequel la représentation de Langley est effectuée ainsi que d'une erreur relative possible de 5% sur les rayonnements global ou diffus.

Les coefficients α et β obtenus par la méthode de Langley sur la base de nos mesures spectrales, les plages de masse d'air optique utilisées, le résultat du modèle urbain, l'humidité relative ainsi que les visibilités correspondantes sont donnés dans un tableau en annexe. On peut constater que bien que le modèle SRA d'aérosols urbains soit basé sur l'hypothèse d'une humidité relative inférieure à 70%, la corrélation entre le résidu du modèle et le taux d'humidité n'est pas significative.

Nous avons ensuite comparé les résultats obtenus et l'estimation du coefficient de trouble sur la base de la visibilité au moyen du modèle de McClatchey (1972, cf. appendice). Les mesures de visibilité sont effectuées à l'aéroport de Genève-Cointrin, dans la campagne genevoise, à raison de cinq fois par jour. Les résultats sont reportés sur le graphe ci-dessous. Compte tenu de la précision très relative avec laquelle les mesures de visibilité sont effectuées, ce graphique



Représentation du β modélisé en fonction de la visibilité mesurée. Les courbes illustrent le modèle de McClatchey pour différentes valeurs de α (minimum et maximum obtenus par Langley et aérosols urbains SRA)

n'est qu'illustratif. Par ailleurs, on peut constater que les points correspondants à une valeur de α plus petite que 1.47 (triangles) et plus grande que 1.47 (carrés) ne sont pas systématiquement de part et d'autre de la courbe correspondant au modèle de McClatchey pour un $\alpha = 1.47$ (modèle SRA urbain).

Conclusion

Le modèle ainsi développé permet l'évaluation d'un coefficient de trouble β sur la base des rayonnements global et diffus horizontaux. Il est entièrement basé sur le modèle de transfert radiatif *smarts2*, l'atmosphère standard US et le modèle d'aérosols SRA (WMO) d'aérosols continentaux et urbains et ne permet pas de tenir compte des caractéristiques des aérosols en présence, notamment de la taille. Une comparaison avec des mesures spectrales en ville de Genève montre que ce modèle permet une évaluation du trouble d'Angström β avec une précision de l'ordre de 0.03. Une comparaison avec d'autres modèles de transfert radiatif, une plus longue série de mesure et une diversification des sites (ville-campagne) seraient nécessaires pour affiner la validation du modèle.

Références

Bason, F. *Measuring the Spectral Components of Solar Radiation*. AZSES Conference, Hobart, November 1995.

Gueymard C. *Smarts2, a Simple Model of the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine*. Florida Solar Energy Center. FSEC-PF-270-95. (1995).

Gueymard C., Vignola F. *Atmospheric Turbidity Determination from Irradiance Ratios*. Submitted to ASES Conference, (1997).

ISM. *Institut Suisse de Météorologie*, Aéroport de Cointrin, Service Climatologique, 1211 Genève 15

Molineaux B., Ineichen P. *On the Broad Band Transmittance of Direct Irradiance in a Cloudless Sky and its Application to the Parametrization of Atmospheric Turbidity*. Solar Energy, Vol. 56, N° 6, pp 553-563. 1996

McClatchey R, Selby J.E. *Atmospheric Transmittance from 0.25 to 38.5 μm : Computer code Lowtran2*. AFCRL.72-0745. Environ. Res. Paper 427 (1972).

Appendices

Appendice 1: profil vertical de l'atmosphère standard USSA

Latitude	alt. (km)	Ta (K)	pression (mb)	O2 (km)	CO2 (km)	NO2 (atm-cm)
USSA	0	288.2	1013.3	4.9635	4.6854	0.00017
45° N	1	281.7	898.8	3.9637	3.6853	
	2	275.2	795	3.1483	2.8836	
	3	268.7	701.2	2.4872	2.2449	
	4	262.2	616.6	1.9538	1.7389	

Appendice 2 : Modèle d'évaluation de β d'Angström

Le modèle de détermination du coefficient β d'Angström sur la base de la fraction diffuse se décompose de la façon suivante:

$$\beta = t_a \cdot (a_0 + a_1 \cdot dg + a_2 \cdot dg^2)$$

où

dg = fraction diffuse = D_h / G_h

$t_a = 1$ pour les aérosols continentaux

$t_a = 1.5$ pour les aérosols urbains

et

$$a_0 = -0.03$$

$$a_1 = 0.885 \cdot e^{-0.472 \cdot ma}$$

$$a_2 = 1.325 \cdot ma^{-0.632}$$

G_h : rayonnement global horizontal

D_h : rayonnement diffus horizontal

ma : masse d'air optique

Appendice 3 : Modèle de Gueymard

Le modèle de Gueymard est basé sur la fraction directe du rayonnement, soit le rayonnement diffus normalisé par le rayonnement direct sur un plan suiveur:

$$K_{bd} = (c_0 + c_1 \cdot \beta + c_2 \cdot \beta^2) / (1 + c_3 \cdot \beta^2)$$

où

$$K_{bd} = D_h / B_n$$

N'ayant pas accès aux coefficients c_i , nous avons utilisé une version restreinte

MODÈLE D'ÉVALUATION DU TROUBLE ATMOSPHÉRIQUE ...

du modèle et applicable dans une région de masse d'air optique pour laquelle les courbes ci-dessus sont concourantes:

$$K_{\text{ad}} = 0.04 + 1.45 \cdot \beta$$

modèle pour lequel la masse d'air doit être supérieure à 4.

Appendice 4 : Modèle d'évaluation de la fraction diffuse

Le modèle inverse de détermination de la fraction diffuse sur la base du coefficient β d'Angström se décompose de la façon suivante:

$$dg = t_b \cdot (b_0 + b_1 \cdot \beta + b_2 \cdot \beta^2)$$

où

$$dg = \text{fraction diffuse} = D_h / G_h$$

$$t_b = 1 \quad \text{pour les aérosols continentaux}$$

$$t_b = .79 \quad \text{pour les aérosols urbains}$$

et

$$b_0 = -0.0012 \cdot ma^2 + 0.0366 \cdot ma + 0.0183$$

$$b_1 = -0.0231 \cdot ma^2 + 0.592 \cdot ma + 0.740$$

$$b_2 = -0.0260 \cdot ma^2 - 0.633 \cdot ma - 0.660$$

Gh : rayonnement global horizontal

Dh : rayonnement diffus horizontal

ma : masse d'air optique

Appendice 5 : modèle de McClathey (1972)

$$\beta = 0.55^\alpha \cdot \{3.912/\text{Vis} - 0.01162\} \cdot \{0.02472 \cdot (\text{Vis}-5) + 1.132\}$$

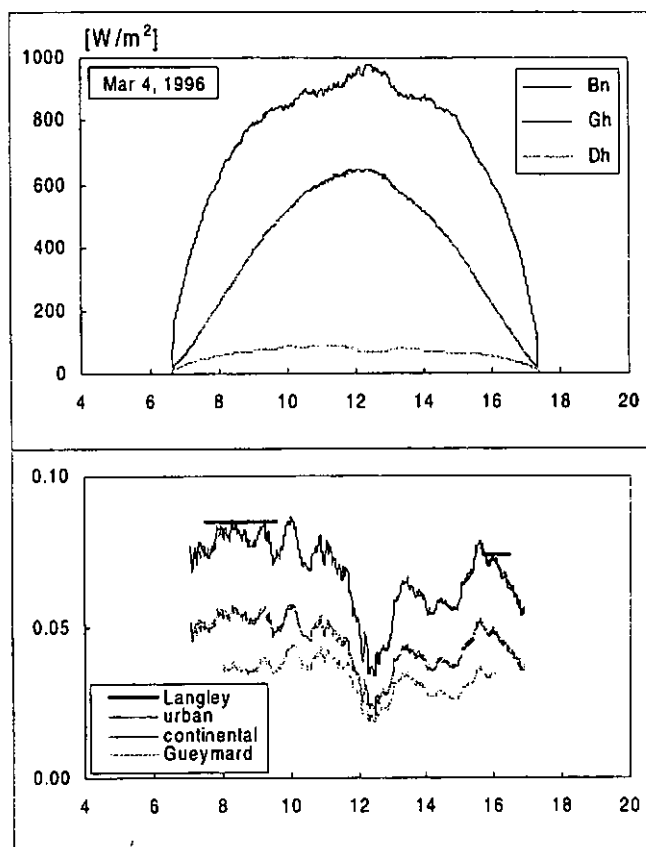
où

Vis : visibilité en kilomètres

Annexes

Jour	matin a-midi	masse d'air de à		Langley α β		aérosols urbains	visibilité [km]	HR %
Mar 4, 1996	ma	2	5	1.56	0.085	0.079	23	55
Mar 4, 1996	am	3	5	1.68	0.074	0.070	31	25
Mar 6, 1996	am	2	5	1.62	0.207	0.198	10	40
Apr 7, 1996	ma	2	4	1.40	0.191	0.236	7	70
Apr 7, 1996	am	2	4	1.64	0.169	0.170	16	35
Apr 15, 1996	ma	2	5	1.67	0.151	0.182	25	65
Apr 15, 1996	am	2	5	1.43	0.062	0.035	45	25
May 29, 1996	ma	2	5	1.49	0.061	0.070	35	65
May 29, 1996	am	2	5	1.42	0.053	0.041	40	35
Jun 6, 1996	ma	2	5	1.54	0.187	0.299	8	-
Jun 6, 1996	am	2	2.8	1.48	0.146	0.154	26	-
Jul 22, 1996	ma	2	5	1.75	0.053	0.066	50	60
Jul 22, 1996	am	2	5	1.58	0.082	0.045	50	35
Aug 18, 1996	ma	2	2.8	1.43	0.204	0.227	16	70
Aug 18, 1996	am	4	5	1.56	0.212	0.184	25	50
Aug 19, 1997	am	1.5	3	1.31	0.212	0.253	15	50
Sep 6, 1996	ma	2.5	5	1.62	0.180	0.147	8	70
Sep 6, 1996	am	2.5	5	1.51	0.070	0.045	35	30
Sep 16, 1996	am	2	4	1.59	0.136	0.142	20	50
Oct 30, 1996	ma	2	5	1.25	0.045	0.032	40	60
Oct 30, 1996	am	3	5	1.05	0.067	0.049	40	45
Nov 6, 1996	ma	3	5	0.78	0.052	0.041	45	80
Feb 8, 1997	ma	2.2	3	1.47	0.047	0.049	12	80
Feb 8, 1997	am	2.2	5	1.66	0.037	0.027	20	40
Feb 9, 1997	am	3	5	1.09	0.135	0.122	10	50
Feb 21, 1997	am	2	5	0.67	0.055	0.040	50	40
Feb 22, 1997	ma	2	5	0.97	0.112	0.067	40	90
Feb 22, 1997	am	2	5	1.41	0.045	0.038	30	50
Mar. 12, 1997	ma	2	5	1.43	0.180	0.246	10	85
Mar. 12, 1997	am	2	5	1.62	0.133	0.142	12	40

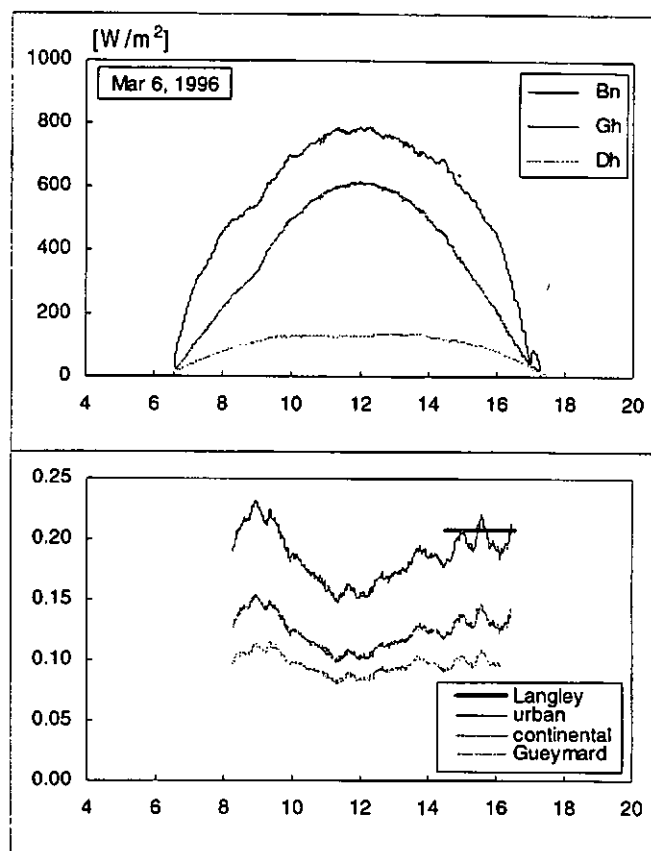
Tableau des limites de masse d'air pour les représentations de Langley, coefficients α et β d'Angström obtenus, turbidités obtenues par le modèle d'aérosols urbains ($\alpha = 1.47$), visibilité mesurée à l'aéroport de Cointrin par l'ISM, ainsi que l'humidité relative.



Rayonnements et turbidité pour un jour sélectionné durant la période de mesure.

Haut: rayonnements direct plan suiveur, global et diffus horizontaux

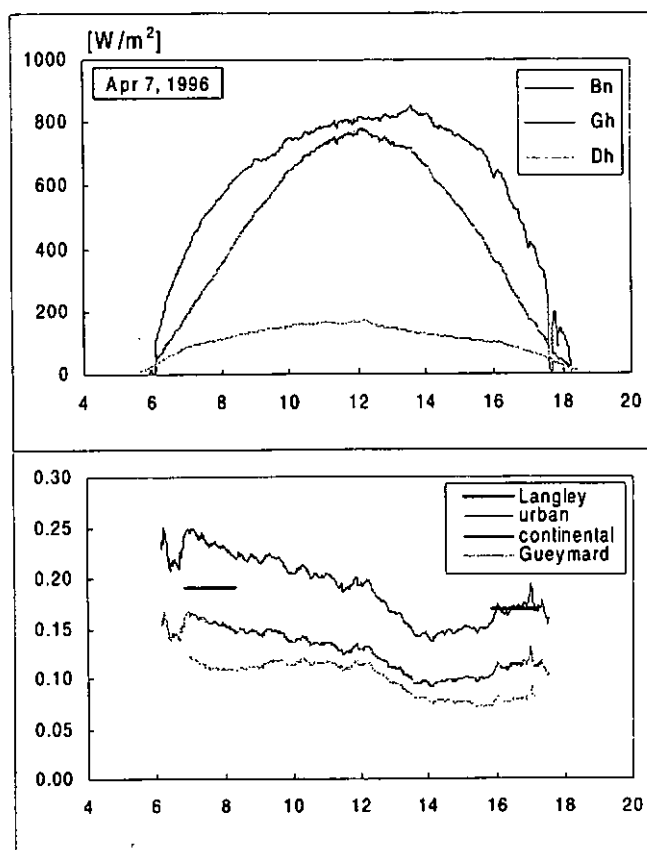
Bas: turbidité obtenue par les représentations de Langley, les deux modèles développés dans cette étude et le modèle de Gueymard.



Rayonnements et turbidité pour un jour sélectionné durant la période de mesure.

Haut: rayonnements direct plan suiveur, global et diffus horizontaux

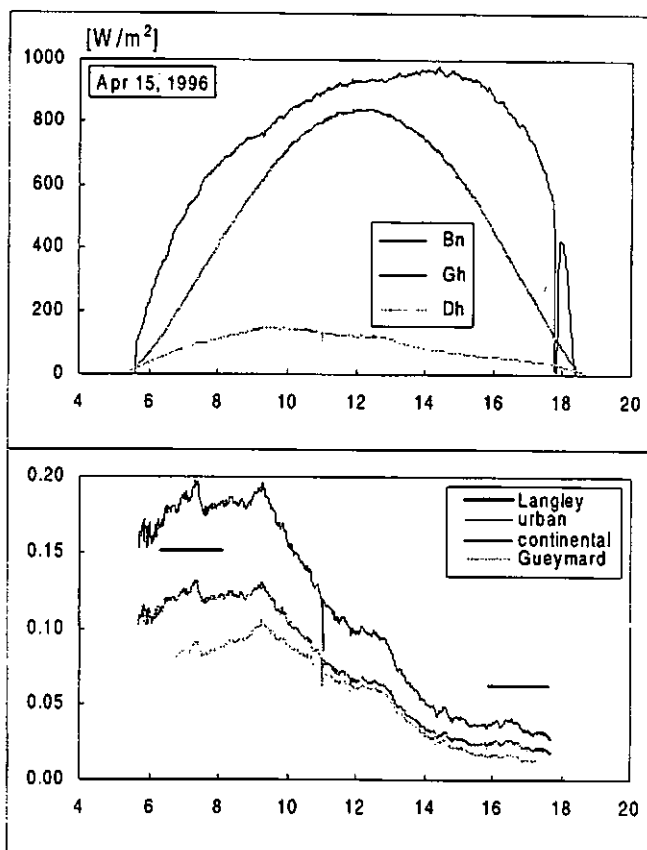
Bas: turbidité obtenue par les représentations de Langley, les deux modèles développés dans cette étude et le modèle de Gueymard.



Rayonnements et turbidité pour un jour sélectionné durant la période de mesure.

Haut: rayonnements direct plan suiveur, global et diffus horizontaux

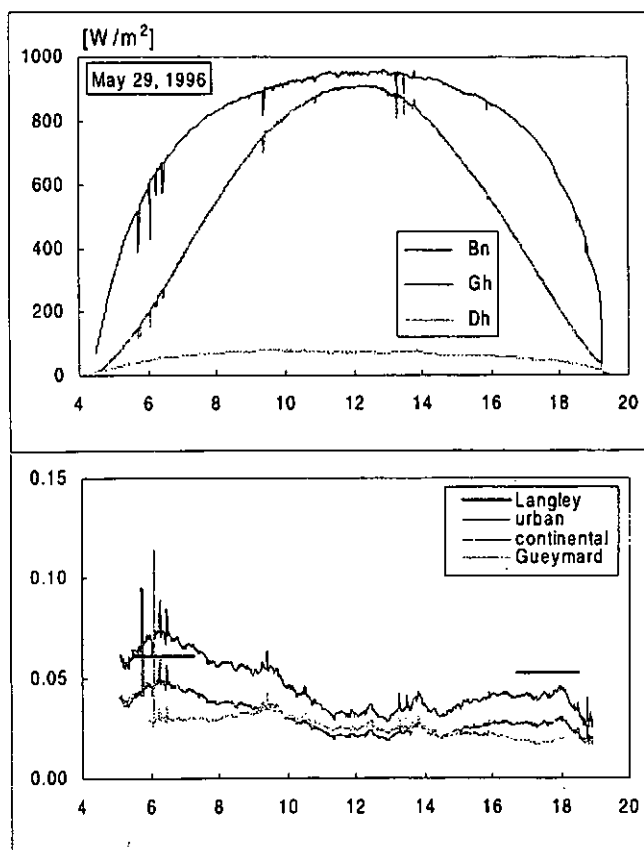
Bas: turbidité obtenue par les représentations de Langley, les deux modèles développés dans cette étude et le modèle de Gueymard.



Rayonnements et turbidité pour un jour sélectionné durant la période de mesure.

Haut: rayonnements direct plan suiveur, global et diffus horizontaux

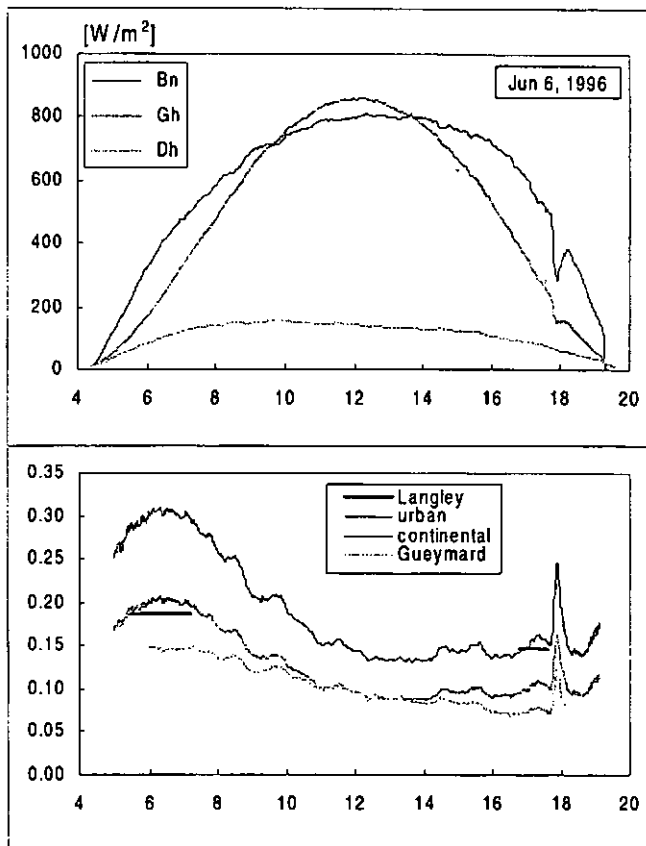
Bas: turbidité obtenue par les représentations de Langley, les deux modèles développés dans cette étude et le modèle de Gueymard.



Rayonnements et turbidité pour un jour sélectionné durant la période de mesure.

Haut: rayonnements direct plan suiveur, global et diffus horizontaux

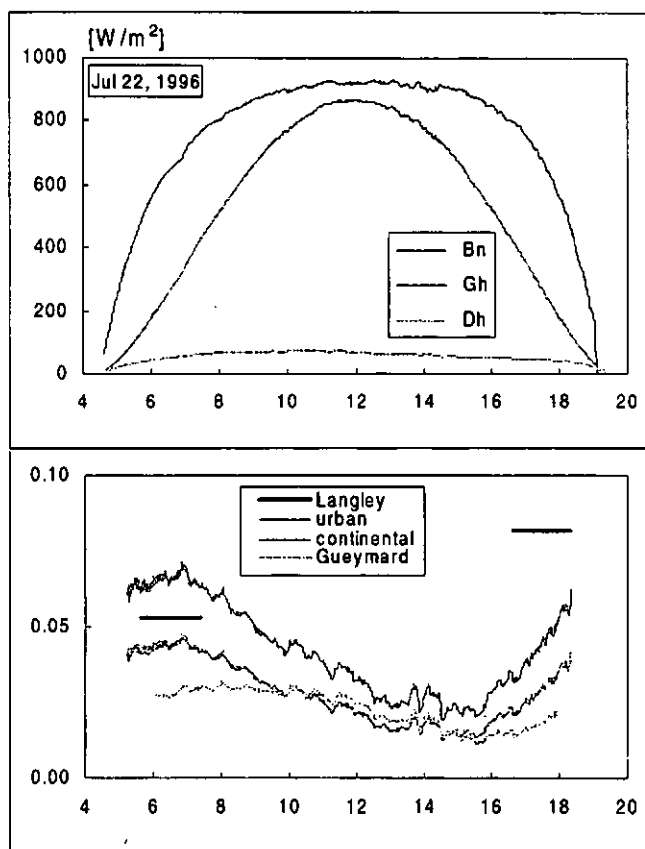
Bas: turbidité obtenue par les représentations de Langley, les deux modèles développés dans cette étude et le modèle de Gueymard.



Rayonnements et turbidité pour un jour sélectionné durant la période de mesure.

Haut: rayonnements direct plan suiveur, global et diffus horizontaux

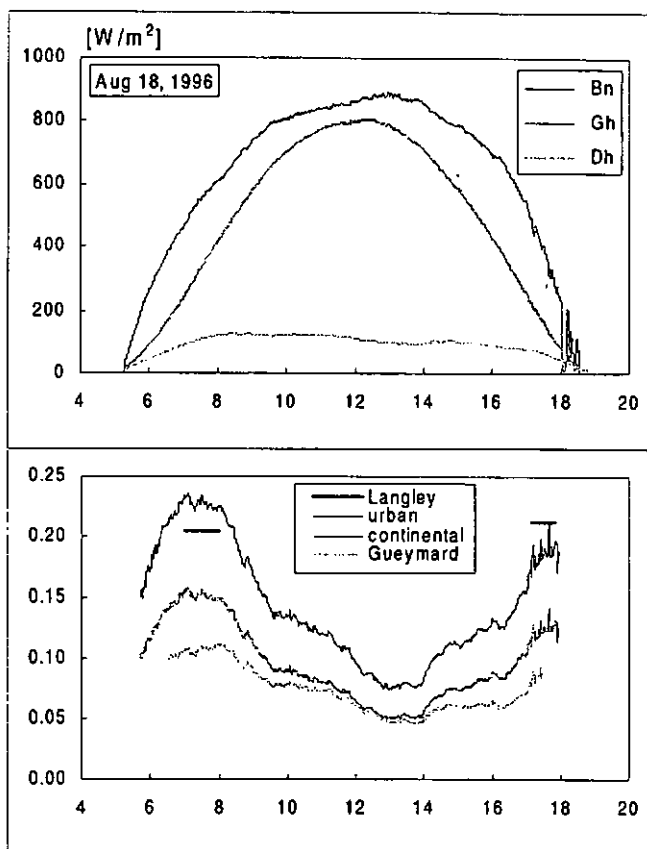
Bas: turbidité obtenue par les représentations de Langley, les deux modèles développés dans cette étude et le modèle de Gueymard.



Rayonnements et turbidité pour un jour sélectionné durant la période de mesure.

Haut: rayonnements direct plan suiveur, global et diffus horizontaux

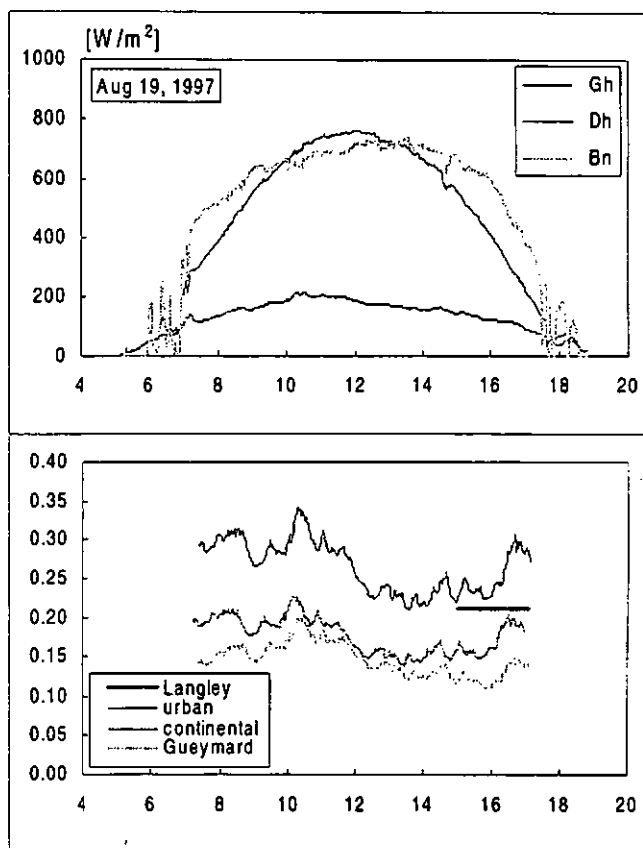
Bas: turbidité obtenue par les représentations de Langley, les deux modèles développés dans cette étude et le modèle de Gueymard.



Rayonnements et turbidité pour un jour sélectionné durant la période de mesure.

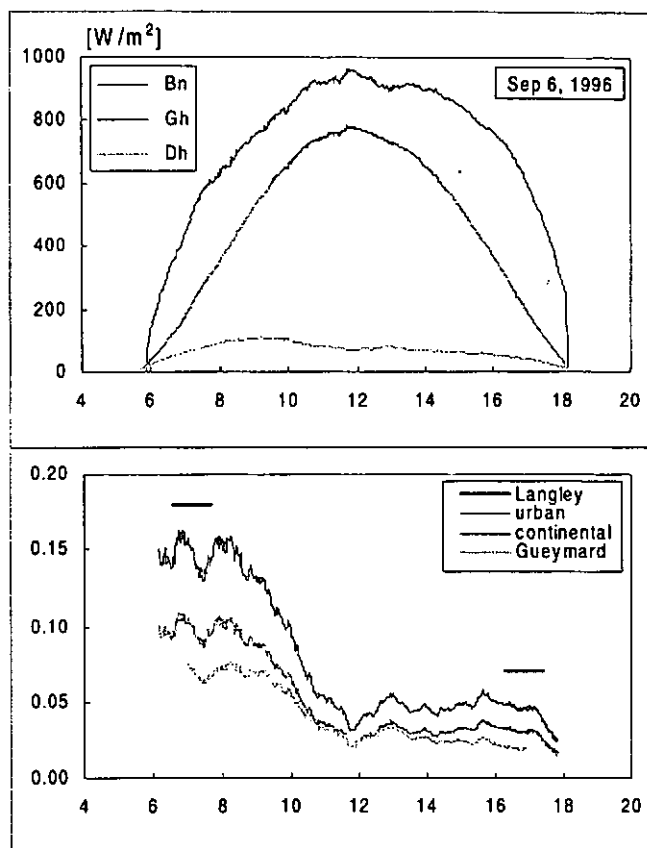
Haut: rayonnements direct plan suiveur, global et diffus horizontaux

Bas: turbidité obtenue par les représentations de Langley, les deux modèles développés dans cette étude et le modèle de Gueymard.



Rayonnements et turbidité pour un jour sélectionné durant la période de mesure.

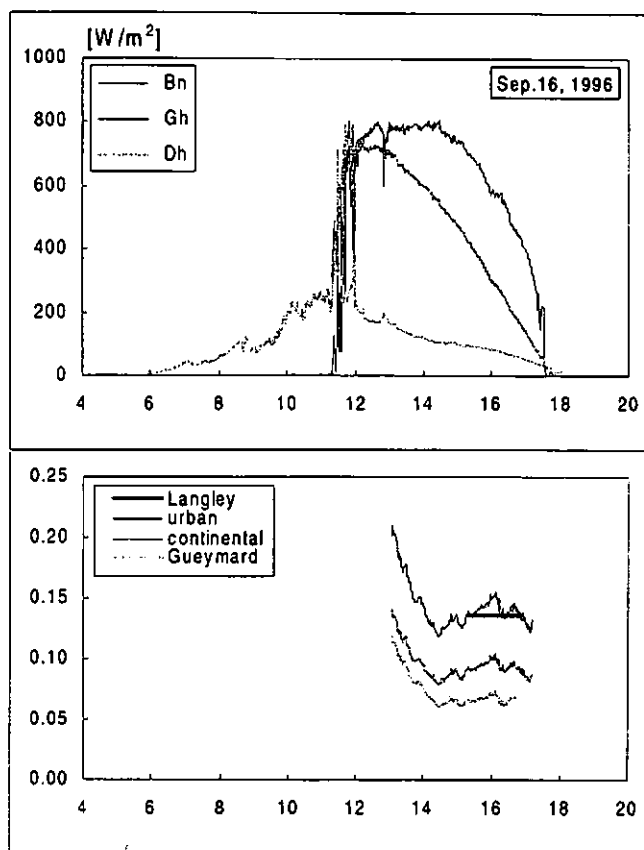
- Haut: rayonnements direct plan suiveur, global et diffus horizontaux
- Bas: turbidité obtenue par les représentations de Langley, les deux modèles développés dans cette étude et le modèle de Gueymard.



Rayonnements et turbidité pour un jour sélectionné durant la période de mesure.

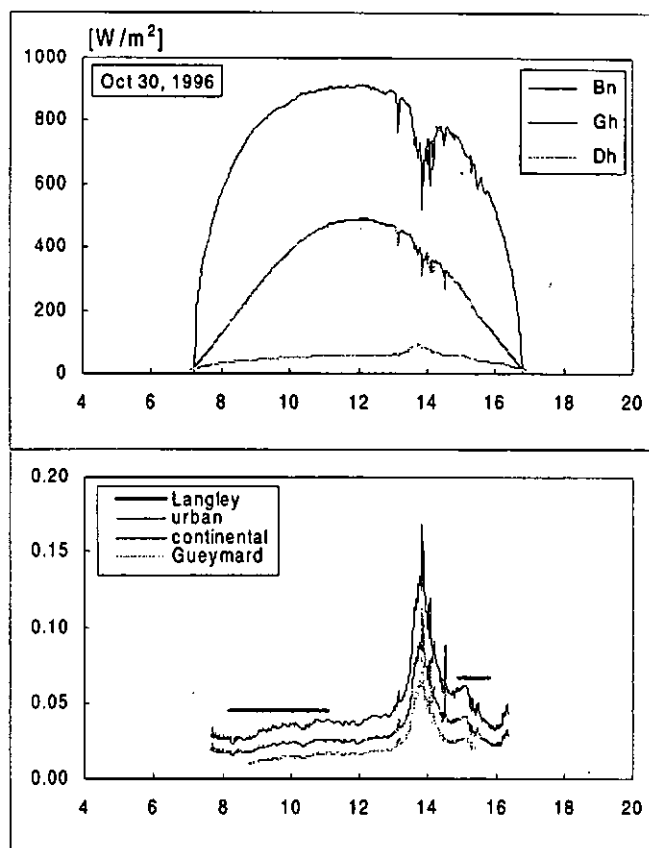
Haut: rayonnements direct plan suiveur, global et diffus horizontaux

Bas: turbidité obtenue par les représentations de Langley, les deux modèles développés dans cette étude et le modèle de Gueymard.



Rayonnements et turbidité pour un jour sélectionné durant la période de mesure.

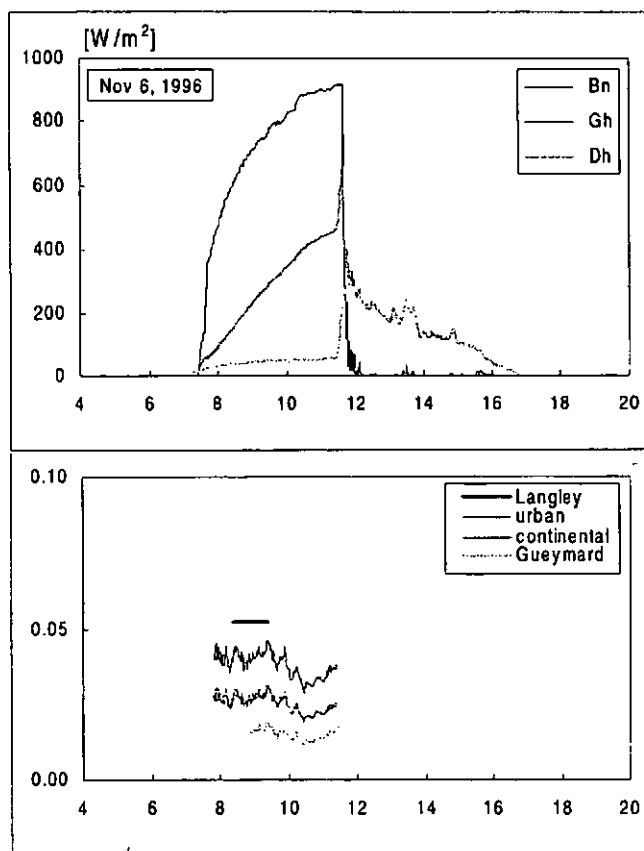
- Haut: rayonnements direct plan suiveur, global et diffus horizontaux
- Bas: turbidité obtenue par les représentations de Langley, les deux modèles développés dans cette étude et le modèle de Gueymard.



Rayonnements et turbidité pour un jour sélectionné durant la période de mesure.

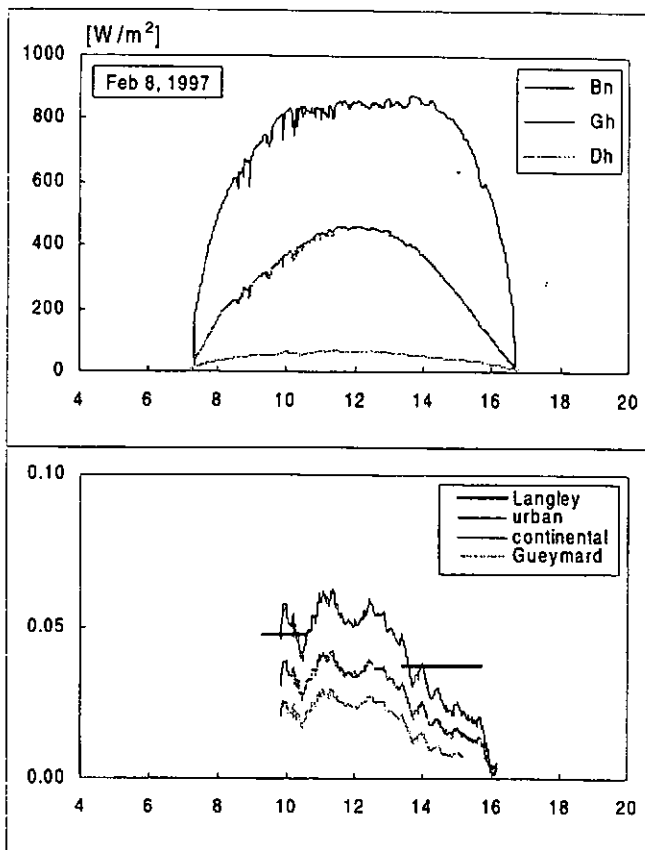
Haut: rayonnements direct plan suiveur, global et diffus horizontaux

Bas: turbidité obtenue par les représentations de Langley, les deux modèles développés dans cette étude et le modèle de Gueymard.



Rayonnements et turbidité pour un jour sélectionné durant la période de mesure.

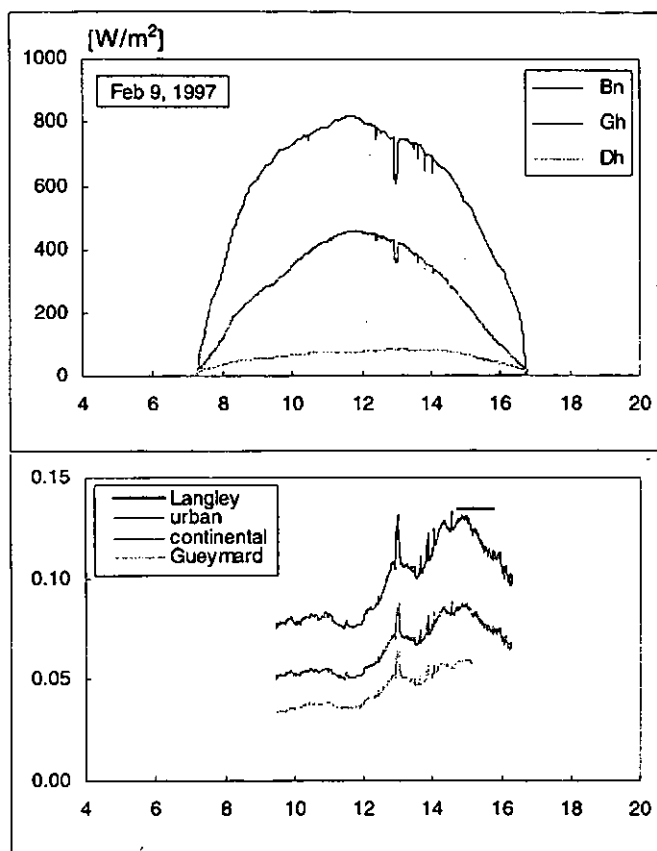
- Haut: rayonnements direct plan suiveur, global et diffus horizontaux
- Bas: turbidité obtenue par les représentations de Langley, les deux modèles développés dans cette étude et le modèle de Gueymard.



Rayonnements et turbidité pour un jour sélectionné durant la période de mesure.

Haut: rayonnements direct plan suiveur, global et diffus horizontaux

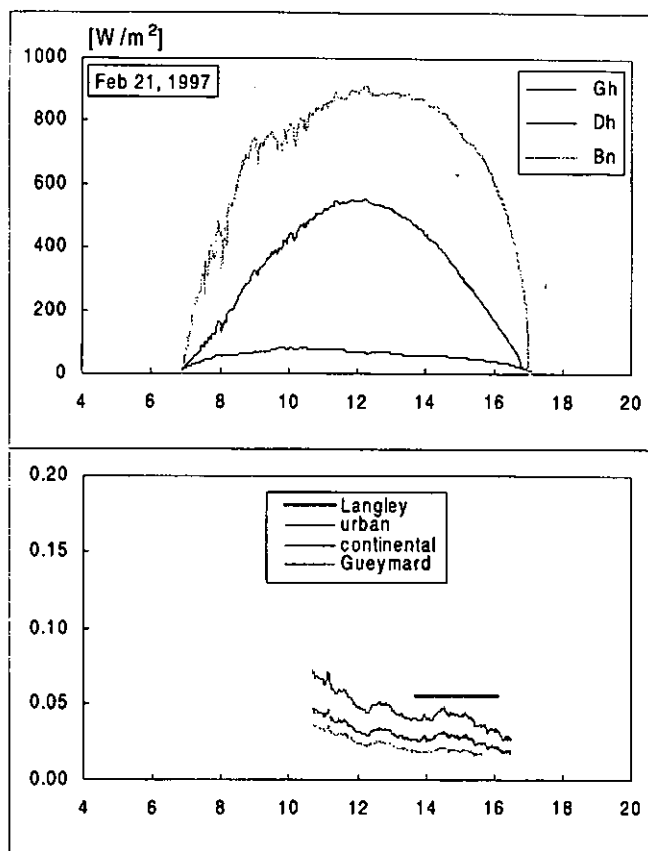
Bas: turbidité obtenue par les représentations de Langley, les deux modèles développés dans cette étude et le modèle de Gueymard.



Rayonnements et turbidité pour un jour sélectionné durant la période de mesure.

Haut: rayonnements direct plan suiveur, global et diffus horizontaux

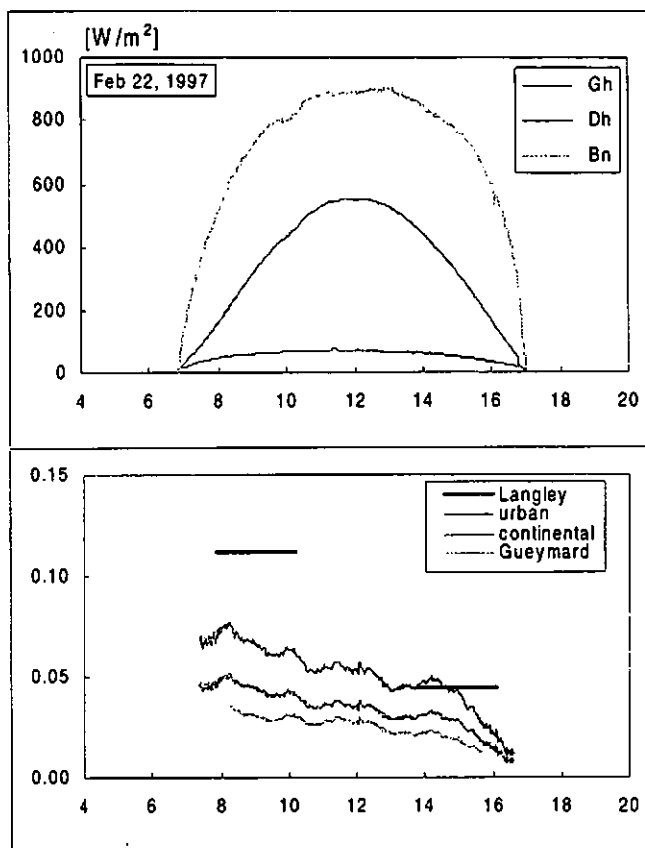
Bas: turbidité obtenue par les représentations de Langley, les deux modèles développés dans cette étude et le modèle de Gueymard.



Rayonnements et turbidité pour un jour sélectionné durant la période de mesure.

Haut: rayonnements direct plan suiveur, global et diffus horizontaux

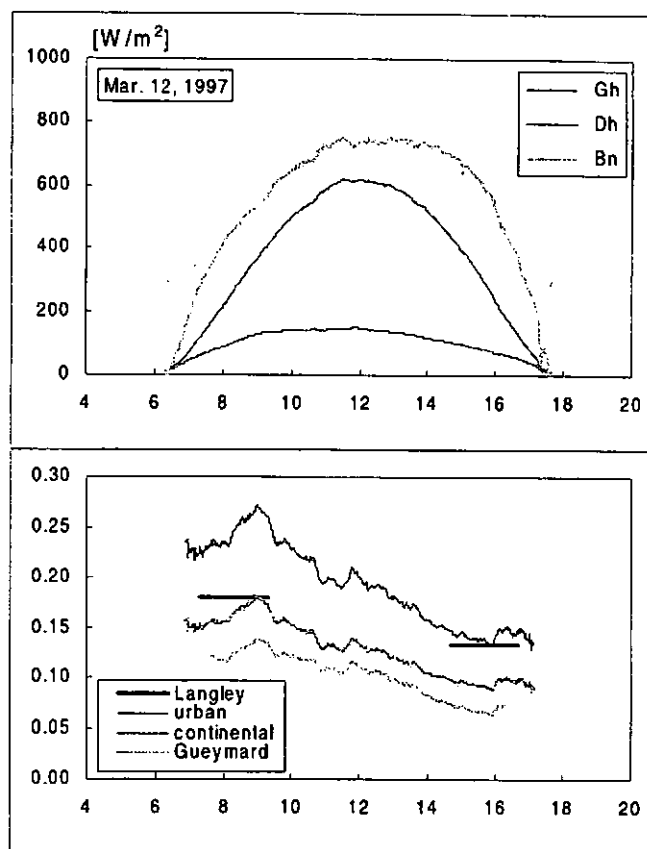
Bas: turbidité obtenue par les représentations de Langley, les deux modèles développés dans cette étude et le modèle de Gueymard.



Rayonnements et turbidité pour un jour sélectionné durant la période de mesure.

Haut: rayonnements direct plan suiveur, global et diffus horizontaux

Bas: turbidité obtenue par les représentations de Langley, les deux modèles développés dans cette étude et le modèle de Gueymard.



Rayonnements et turbidité pour un jour sélectionné durant la période de mesure.

Haut: rayonnements direct plan suiveur, global et diffus horizontaux

Bas: turbidité obtenue par les représentations de Langley, les deux modèles développés dans cette étude et le modèle de Gueymard.