



Schweizerische Meteorologische Anstalt  
Institut suisse de météorologie  
Istituto svizzero di meteorologia  
Swiss Meteorological Institute

No. 177

**Climatologie de la dispersion atmosphérique**  
**Bilan du rayonnement: paramètre de stabilité atmosphérique**

Philippe Tercier, Payerne

Mai 1994

Arbeitsberichte der SMA  
Rapports de travail de l'ISM  
Rapporti di lavoro dell'ISM  
Working Reports of the SMI

© SMA, Publikationen, CH-8044 Zürich

Schweizerische Meteorologische Anstalt  
Krähbühlstrasse 58, Postfach  
CH-8044 Zürich

Tel. (01) 256 91 11, Fax (01) 256 92 78, Telex 81 73 73 met ch

## **Climatologie de la dispersion atmosphérique**

### **Bilan du rayonnement: paramètre de stabilité atmosphérique**

Philippe Tercier

Mai 1994

Stabilité de l'air	551.501.721
Rayonnement	551.521

#### **Résumé**

Toute étude de la dispersion de polluants relâchés dans l'atmosphère proche du sol fait intervenir les conditions de stabilité de l'atmosphère. Cette stabilité, qui exprime également l'état de turbulence, résulte de la conjugaison des forces thermique et d'advection. Les premières méthodes pour la calculer, introduites respectivement par Pasquill (Pasquill et Smith, 1983), Turner (1964) ou encore les directives allemandes TALuft (Henselder, 1986), sont basées sur les observations synoptiques. Polster (1969) a fait des comparaisons en utilisant le bilan du rayonnement et la vitesse du vent et propose un schéma de calcul de la stabilité. Le but du présent travail est de reprendre une paramétrisation du bilan du rayonnement due à Holtslag et Van Ulden (1983) en ne faisant intervenir que des paramètres mesurés aux stations du réseau ANETZ de l'Institut Suisse de Météorologie afin de proposer un schéma adapté à la Suisse. Les ajustements ont été réalisés sur la base de deux programmes de mesures qui se déroulent à Payerne, comprenant entre autres le bilan du rayonnement et ses composantes ainsi que des mesures conventionnelles d'une station ANETZ.

#### **Zusammenfassung**

Bei der Bestimmung der Ausbreitung von Luftschadstoffen sind die Bedingungen der atmosphärischen Stabilität massgebend. Diese Stabilität, welche ebenso den Turbulenzzustand andeutet, resultiert aus der Zusammenwirkung der thermischen und der advektiven Kräfte. Die ersten zu ihrer Bestimmung entwickelten Methoden von Pasquill (Pasquill und Smith, 1983), von Turner (1964) und den deutschen Richtlinien TALuft (Henselder, 1986) stützen auf synoptischen Daten. Polster (1969) hat Vergleiche unternommen, wobei er die Strahlungsbilanz und die Windgeschwindigkeit eingesetzt hat, und daraus ein neues Schema erarbeitet. Die vorliegende Arbeit hat zum Ziel die zur Berechnung der Strahlungsbilanz von Holtslag und Van Ulden (1983) vorgegebene Parametrisierung zu übernehmen und sie für den ANETZ-Datensatz der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt (SMA) anwendbar zu machen, um dann ein für die

Schweiz angepasstes Schema vorzuschlagen. Die Anpassungen erfolgen aufgrund von zwei Messprogramme, die zurzeit in Payerne durchgeführt werden, wo u.a. die Strahlungsbilanz und ihre verschiedenen Komponenten sowie die wichtigsten konventionellen Grössen einer ANETZ-Station erhoben werden.

### **Riassunto**

Tutti gli studi sulla dispersione degli inquinanti atmosferici vicini al suolo fanno intervenire le condizioni di stabilità dell'atmosfera. Questa stabilità, che esprime d'altra parte anche lo stato di turbolenza, viene determinata dall'insieme delle forze termiche e d'avvezione. I primi metodi di calcolo di Pasquill (Pasquill e Smith, 1983), di Turner (1964) et delle direttive tedesche TALuft (Henselder, 1986), sono basati sulle osservazioni sinottiche. Polster (1969) ha applicato dei metodi comparativi utilizzando il bilancio della radiazione e la velocità del vento e ha proposto uno schema di calcolo della stabilità. Lo scopo del presente lavoro é di riprendere un metodo di Holtslag e Van Ulden (1983), per determinare il bilancio della radiazione e di fare intervenire solamente i parametri misurati dalle stazioni della rete ANETZ dell'Istituto Svizzero di Meteorologia al fine di proporre uno schema adattato alla Svizzera. Gli adattamenti sono stati realizzati sulla base di due programmi di misura che si svolgono a Payerne e che comprendono, fra l'altro, il bilancio della radiazione e le sue componenti, come pure le misure convenzionali di una stazione ANETZ.

### **Summary**

Stability conditions of the atmosphere are involved in each study of pollutant dispersion released in the atmosphere close to the ground. This stability, which also expresses the turbulence state, results from the conjugation of the thermic and advective forces. To calculate it, the first methods introduced by Pasquill (Pasquill and Smith, 1983), Turner (1964) and in the German guides TALuft (Henselder, 1986) are based on synoptic observations. Polster (1969) made comparisons using net radiation and wind speed and suggests a new scheme to determine the stability. The aim of this study is to use a Holtslag and Van Ulden (1983) method in order to determine the net radiation and to consider only parameters measured by the ANETZ network of the Swiss Institute of Meteorology to propose a scheme adapted to Switzerland. Adjustments have been realised on the basis of two measurement programs currently carried out in Payerne, including, amongst others, the net radiation and its components as well as conventional measurements from an ANETZ station.

### **Abréviations**

ANETZ	Automatisches Netz (réseau automatique de l'ISM)
BSRN	Projet "Baseline Surface Radiation Network"
COMRAD	Projet de comparaison de radiomètres
ENET	Réseau complémentaire à ANETZ (ErgänzungsNETz)
ENV	Section Météorologie de l'ENVironnement
IEA	International Energy Agency
ISM	Institut Suisse de Météorologie
MET	Middle European Time (= HEC heure de l'Europe Centrale)
OFEFP	Office Fédéral de l'Environnement, des Forêts et du Paysage
OMM	Organisation Météorologique Mondiale
TALuft	Technische Anleitung zur Reinhaltung der Luft
UT	Temps Universel

## Table des matières

1.	INTRODUCTION .....	p.1
2.	MESURES .....	p.2
2.1	Le projet COMRAD.....	p.2
2.1.1	Problèmes de mesure.....	p.2
2.2	Les réseaux ANETZ, ENET et NABEL .....	p.4
3.	ESTIMATION DE LA NÉBULOSITÉ .....	p.5
3.1	Méthode Albisser, durée d'ensoleillement, rayonnement global.....	p.5
3.2	Résumé des choix.....	p.7
4.	BILAN DU RAYONNEMENT .....	p.9
4.1	Albédo .....	p.9
4.2	Rayonnement global .....	p.10
4.3	Rayonnement atmosphérique au sol .....	p.11
4.3.1	Temps clair .....	p.11
4.3.2	Temps couvert .....	p.14
4.3.3	Variante de calcul du rayonnement atmosphérique nocturne.....	p.15
4.4	Rayonnement terrestre .....	p.15
4.4.1	Rayonnement terrestre de nuit .....	p.16
4.4.2	Rayonnement terrestre de jour .....	p.17
4.5	Bilan du rayonnement .....	p.17
4.5.1	Résumé des variantes de calcul du bilan du rayonnement.....	p.18
4.5.2	Calcul avec les températures à 2 m/sol et 5 cm/sol.....	p.18
4.5.3	Calcul avec la température à 2m/sol uniquement.....	p.19
4.5.4	Comparaison des répartitions du bilan calculé et mesuré.....	p.20
4.5.5	Le bilan du rayonnement et ses applications.....	p.21
5.	RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS .....	p.22
6.	RÉFÉRENCES .....	p.23
	ANNEXES	
Annexe 1	Schémas de détermination des classes de stabilité atmosphérique .....	p.25
A 1.1	Remarques préliminaires.....	p.25
A 1.2	Schémas originaux .....	p.25
A 1.2.1	Pasquill-Turner .....	p.25
A 1.2.2	TALuft.....	p.26
A 1.2.3	Polster.....	p.26
A 1.3	Schémas adaptés par l'ISM .....	p.27
A 1.3.1	Adaptation au schéma Pasquill-Turner .....	p.28
A 1.3.2	Adaptation au schéma TALuft .....	p.29
Annexe 2	Algorithmes pour l'estimation de la nébulosité totale .....	p.30
Annexe 3	Calcul de la hauteur du soleil .....	p.32
Annexe 4	Distributions du bilan de rayonnement nocturne .....	p.33
Annexe 5	Stations du réseau ANETZ .....	p.34

## 1. INTRODUCTION

La législation suisse en matière de protection de l'environnement exige l'étude d'impact d'une installation en projet de construction ou d'assainissement, en particulier lorsque des émissions polluantes sont relâchées dans l'atmosphère. L'état thermodynamique (ou degré de stabilité) de l'atmosphère près du sol détermine avec l'advection sa capacité de disperser toute charge polluante sur un plan local à régional. Pour estimer cette dispersion atmosphérique, on applique des modèles mathématiques qui nécessitent une bonne caractérisation numérique ou statistique (on parle alors de "climatologie de la dispersion") de la couche atmosphérique concernée.

Les méthodes de calcul (désignées aussi schémas) de la stabilité atmosphérique sont celles de Pasquill (Pasquill et Smith, 1983), de Turner (1964), des directives allemandes TALuft (Henselder, 1986) et de Polster (1969). Les deux premiers schémas cités utilisent les données synoptiques, en particulier la nébulosité, dont l'observation est certes encore très répandue dans le réseau suisse de mesures météorologiques ANETZ, mais avec une résolution temporelle souvent trop limitée pour cette application. En effet, la nébulosité observée 8 fois par jour, résolution en soi suffisante, ne l'est qu'à quelques stations seulement. Les autres stations ne fournissent que trois observations par jour, dont aucune n'est faite la nuit. De plus, la topographie de la Suisse ne permettrait que difficilement l'utilisation de méthodes d'interpolation spatio-temporelle de la nébulosité à partir de cette base d'observation. L'estimation de la nébulosité a donc été traitée dans un chapitre séparé. Le schéma de Vogt-Polster est issu d'une étude de corrélation entre les paramètres "synoptiques" et les mesures plus directes de la stabilité comme le gradient vertical de température (mesuré sur une différence de 100 m) ou le bilan du rayonnement. En Suisse, ces deux paramètres ne sont mesurés que rarement. Le nouveau réseau national de surveillance de la qualité de l'air NABEL, doté de 16 stations, comprend une mesure du bilan du rayonnement.

Afin de répondre à la demande pressante des utilisateurs de modèle de dispersion atmosphérique de type gaussien dans le cadre des études d'impact, une première procédure, basée sur des estimations simples mais statistiquement acceptables du bilan du rayonnement, a permis de fournir rapidement des séries horaires de la stabilité à partir des données du réseau ANETZ. Une adaptation séparée des schémas de Pasquill-Turner et de TALuft s'est avérée nécessaire. Cette procédure est présentée à l'annexe 1. Les premiers cahiers "Climatologie de la dispersion", établis séparément pour chaque station ANETZ, ont été élaborés avec cette méthode provisoire.

Le présent travail a pour objectif d'adapter les définitions utilisées ces dernières décennies à l'évolution des mesures introduites dans le réseau ANETZ, afin de déterminer des séries horaires de la stabilité. Le schéma de référence est celui fourni par Polster avec comme données d'entrée, outre la vitesse du vent, le bilan du rayonnement. Une méthode développée par Holtslag permet de calculer le bilan du rayonnement à partir de mesures climatologiques conventionnelles. Le réseau ANETZ présente l'avantage de mesurer le rayonnement global. Ceci constitue une base plus précise que le calcul du rayonnement global à partir de la hauteur du soleil et de la nébulosité. Les ajustements de cette méthode ont été réalisés sur la base de deux programmes de mesures en cours à Payerne comprenant entre autres le bilan du rayonnement et ses composantes ainsi que des mesures conventionnelles telles que fournies par une station ANETZ. La comparaison des mesures de ces deux programmes qui se recouvrent en partie mais utilisent des appareils de conception différente, a montré combien délicate peut être la mesure du bilan du rayonnement et de ses composantes. Les constats faits ont d'ailleurs à plusieurs reprises remis en cause certains ajustements calculés dans la première phase du présent travail.

La structure du rapport est la suivante. Une mise au point sur la question des mesures fait l'objet du chapitre 2. Le problème de l'estimation de la nébulosité (chapitre 3) précède logiquement la paramétrisation du bilan du rayonnement et de ses composantes (chapitre 4). L'analyse statistique des données a été effectuée avec le logiciel S-PLUS (Statsci, 1991).

## 2. MESURES

Les données horaires utilisées pour ce travail proviennent de la station ANETZ de Payerne, du projet COMRAD (comparaison de radiomètres) et accessoirement du projet COMVENT (comparaison d'anémomètres), entrepris à Payerne dès fin 1987. La période de mesure choisie s'étend sur 3 ans, de décembre 1987 à novembre 1990. Hormis les mesures usuelles des stations climatologiques et synoptiques, le réseau ANETZ fournit le rayonnement global et la température à 5 cm/sol. Ces données se trouvent en heure MET dans la banque de données TIDOMES de la section, où la moyenne horaire COMRAD précède la moyenne ANETZ de 40 minutes.

### 2.1 Le projet COMRAD

Le projet COMRAD (Wasserfallen, 1991) a pour objectif une comparaison des performances techniques de différents radiomètres et héliomètres. On y mesure (1988-1993) les principales composantes du rayonnement et quelques paramètres conventionnels. La nomenclature des paramètres du rayonnement diffère selon les auteurs et suivant qu'elle se rapporte à la surface du sol ou à une couche de l'atmosphère en altitude.

rayonnement solaire global	(pyranomètre)	$G = K^{\downarrow} + K^{\downarrow}\text{dif}$
rayonnement solaire global réfléchi	(pyranomètre)	$R \div K^{\uparrow}$
rayonnement solaire diffus	(pyranomètre)	$D \div K^{\downarrow}\text{dif}$
rayonnement total descendant	(pyrradiomètre)	$Q^{\downarrow} = W + G$
rayonnement total ascendant	(pyrradiomètre)	$Q^{\uparrow} = E + R$
bilan du rayonnement	(pyrradiomètre différentiel)	$Q^* = (G-R) + (W-E)$

et les composantes calculées du rayonnement long près du sol

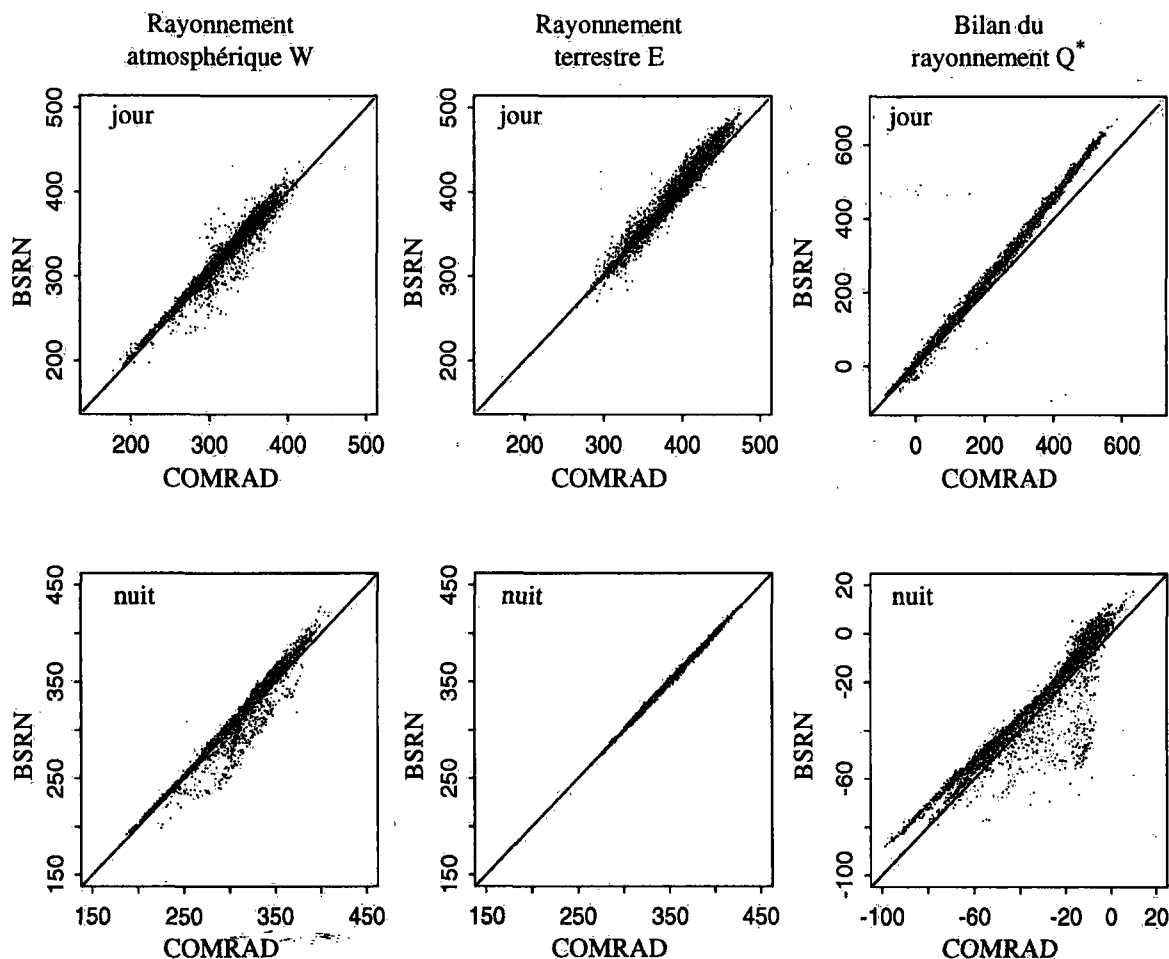
rayonnement atmosphérique	$W \div L^{\downarrow}$
rayonnement terrestre	$E \div L^{\uparrow}$

Ainsi les principaux bilans du rayonnement court  $K^*$ , long  $L^*$  et total  $Q^*$  peuvent être calculés. Le bilan du rayonnement total  $y$  est donc obtenu sous deux formes, par mesure directe ou par mesure de ses composantes. Les symboles désignant les bilans sont affectés d'un astérisque, les lettres seules étant réservées à d'autres grandeurs. Pour la durée de l'ensoleillement, on adopte:

durée de l'ensoleillement	(héliomètre)	$S$ en 1/100 d'heure
---------------------------	--------------	----------------------

#### 2.1.1 Problèmes de mesure

Dans le cadre du projet BSRN (Baseline Surface Radiation Network) de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM, 1991), les mesures de la station de Payerne ont permis de mettre à jour dès septembre 1992 certaines divergences des valeurs du rayonnement long calculées à partir des pyrradiomètres et mesurées par les bilanmètres du type Funk. Ce problème est traité dans le guide de l'OMM (OMM, 1990). Il affecte surtout la détermination du rayonnement long de jour lorsque le rayonnement solaire est intense. Des comparaisons ont été faites avec des mesures pyrgéométriques et il s'avère que les coefficients d'étalonnage des pyrradiomètres, qui ne sont pas protégés du rayonnement solaire direct, présentent une erreur systématique par fort rayonnement. Il peut en résulter des écarts jusqu'à 5% pour le rayonnement terrestre  $E$ , ainsi qu'une sous-évaluation du bilan  $Q^*$ . Le rayonnement atmosphérique ne présente pas cette anomalie avec la méthode de mesure des rayonnement diffus ( $W=Q^{\downarrow}\text{dif} - K^{\downarrow}\text{dif}$ ) où les instruments sont protégés du rayonnement solaire direct. Pour ces trois grandeurs ( $E, W, Q^*$ ), la comparaison des résultats obtenus entre pyrradiomètres et pyrgéomètres pour une série de mesure d'une année complète (septembre 1992 à août 1993) permet de suggérer quelques corrections des mesures effectuées durant le projet COMRAD.



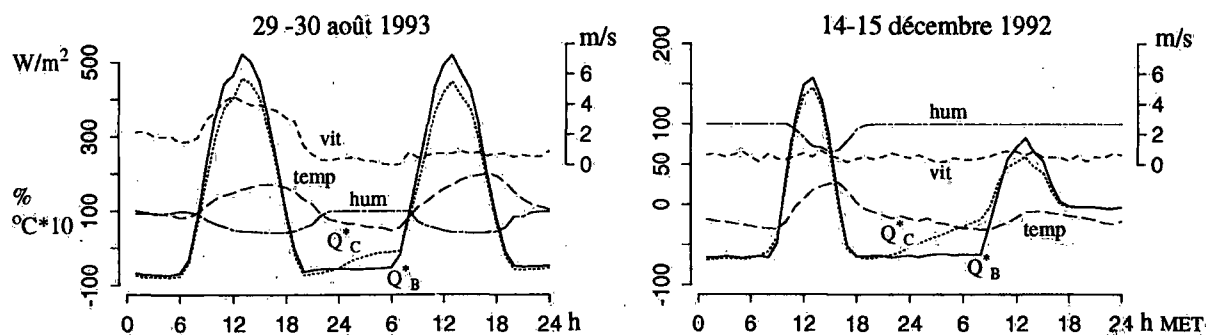
**Figure 1.** Comparaison des valeurs en  $W/m^2$  du rayonnement atmosphérique, terrestre et du bilan du rayonnement entre les projets COMRAD et BSRN de septembre 1992 à août 1993

Comme le montre la figure 1, les pyrromètres (indice pd) du projet COMRAD sous-évaluent les valeurs des paramètres indiqués. Des différences apparaissent également de nuit.

Pour le rayonnement atmosphérique W, la différence quasi systématique reste inférieure à 2%.

$$W_{\text{corrigé}} = 1.0175 W_{\text{pd}} \quad (1)$$

Cette correction est valable pour le jour et la nuit. Certains écarts en fin de nuit, correspondant à une surestimation notable de la mesure COMRAD, proviennent principalement d'une formation de rosée ou de givre sur la coupelle du pyrromètre. Cet effet se traduit par des valeurs trop faibles du bilan négatif, visibles par la dispersion des points sur la figure 1 (graphique de droite).



**Figure 2.** Episodes d'été et d'hiver de mesures du bilan du rayonnement COMRAD  $Q_c^*$  et BSRN  $Q_b^*$

La figure 2 illustre un épisode d'effet de rosée en été et un autre d'effet de givrage en hiver. L'évolution de l'humidité relative, de la température et de la vitesse du vent fixe les conditions thermodynamiques favorables à ces phénomènes qui touchent les instruments pas ou insuffisamment ventilés. Environ 6% des cas (écarts > 20 W/m<sup>2</sup>) sont liés à ce type de problème.

Les mesures du **rayonnement terrestre**  $E$  nocturne concordent parfaitement. De jour, un effet de l'intensité du rayonnement solaire direct doit être pris en compte.

$$E_{\text{corrigé}} = E_{\text{pd}} + 0.0164 G + 0.000015 E_{\text{pd}} G \quad (2)$$

La correction suivante, plus simple, est acceptable:  $E_{\text{corrigé}} = E_{\text{pd}} + 0.023 G$ , mais devient toutefois moins bonne pour les cas de fort ensoleillement.

Une correction similaire est requise pour le **bilan du rayonnement**  $Q^*$  diurne:

$$Q_{\text{corrigé}}^* = 0.914 Q_{\text{pd}}^* + 0.1 G + 0.0000816 Q_{\text{pd}}^* G \quad (3)$$

De nuit, la mesure COMRAD surestime la déperdition (Abstrahlung), surtout en dessous des valeurs de -20 W/m<sup>2</sup>. On constate une ambiguïté des mesures COMRAD vers les valeurs basses, dont une partie correspond bien avec les mesures BSRN et une autre (la majorité des cas) s'en écarte plus nettement. La correction optimale sur l'ensemble des mesures est  $2+0.95Q^*$ , celle axée sur l'écartement de la majorité des mesures requiert  $4+0.95Q^*$ . La régression entre la différence  $W_{\text{corrigé}}-E$  et  $Q^*$  des mesures COMRAD confirme la correction  $4+0.95Q^*$ . Comme mentionné précédemment, les écarts (dispersés) correspondant à une forte sous-estimation de la mesure COMRAD, proviennent d'influences temporaires (rosée, givre). Ces adaptations sur le bilan du rayonnement nocturne présentent une erreur résiduelle de moins de 7 W/m<sup>2</sup>.

Par la suite, les mesures COMRAD de la période 1988-90, dites "corrigées", l'auront été par les relations 1 à 3 et par  $4+0.95Q^*$  sur les mesures nocturnes du bilan. A noter enfin que ces corrections sont propres aux pyrromètres du projet COMRAD et ne sont pas applicables à d'autres instruments.

## 2.2 Les réseaux ANETZ, ENET et NABEL

Hächler (1993) fournit les informations sur les réseaux d'observations et de mesures de l'ISM. Le réseau ANETZ se compose de plus de 70 stations disséminées dans toutes les régions de Suisse. Depuis 1978, il remplace progressivement les stations climatologiques conventionnelles. Une liste complète des stations avec coordonnées géographiques (utiles pour le calcul proposé à l'annexe 3) et kilométriques et quelques indications utiles en rapport avec le présent travail est donnée à l'annexe 5. Selon les stations, entre 15 et 25 paramètres météorologiques sont mesurés automatiquement toutes les 10 minutes. Quelques observations visuelles subsistent, dont le programme n'est pas uniforme à l'ensemble des stations. Le réseau ENET comporte principalement des mesures du vent. Peu de ses stations ont un programme de mesures élargi directement utile aux méthodes discutées dans le présent travail. Par contre, des combinaisons avec les stations ANETZ sont envisageables.

Une refonte complète du réseau NABEL (réseau national d'observation des polluants atmosphériques) a été réalisée par l'OFEFP entre 1989 et 1991. Filliger (1993) en a fait une description complète. Dans sa nouvelle version, chaque station a un programme de mesures météorologiques, dont le bilan du rayonnement et le vent. On dispose ainsi des deux données d'entrée aux schémas de détermination de la stabilité atmosphérique présenté à l'annexe 1.

Les emplacements des stations des réseaux ANETZ, ENET et NABEL sont indiqués sur la même carte à l'annexe 5.



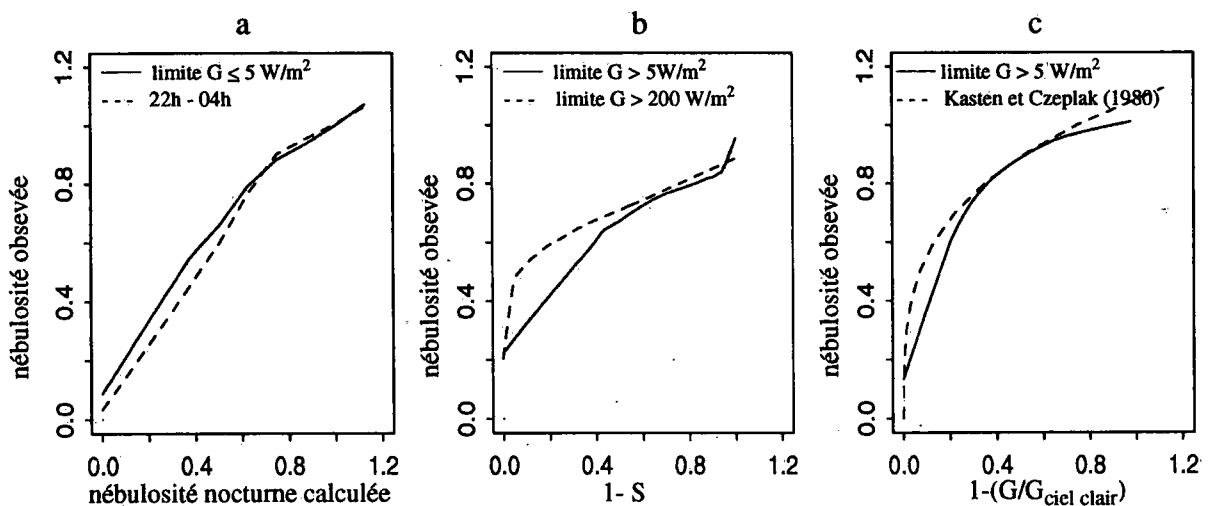
### 3. ESTIMATION DE LA NÉBULOSITÉ

Le programme de l'observation de la nébulosité n'est pas homogène dans le réseau ANETZ. Quatorze stations de plaine (dont Payerne) ou de vallée relèvent la nébulosité totale toutes les 3 heures. On peut alors construire une série horaire de la couverture nuageuse en dotant les heures précédant et suivant l'observation de la valeur observée. Les autres stations fournissent 3 observations, à 6h, 12h et 18h UT. Le problème consiste donc à choisir les paramètres mesurés dans le réseau ANETZ susceptibles de décrire de manière suffisamment univoque les effets de la nébulosité près du sol de jour et de nuit afin de recréer les séries horaires.

La figure 4 (haut) à la page 8 présente les répartitions journalières et annuelles des fréquences de la nébulosité observée (en valeur décimale). Sans entrer dans le détail des distributions, on constate que l'état "ciel clair" (0:8, soit  $N=0$ ) est bien plus fréquent de nuit que de jour et que la couverture totale (8:8, soit  $N=1$ ) s'accroît de nuit au détriment des nébulosités inférieures (7:8 à 5:8). Ceci tient, en partie tout au moins, à la difficulté plus grande de nuit d'observer la couverture nuageuse avec la même précision que le jour. Il n'empêche qu'une variation journalière de la nébulosité existe principalement lors des situations météorologiques à nébulosité faible à modérée sans distinction de la période de l'année (par exemple les situations convectives en été). La valeur  $N>1$  signifie une situation de brouillard.

#### 3.1 Méthode Albisser, durée d'ensoleillement, rayonnement global

Une méthode d'estimation de la couverture nuageuse totale a été développée par Albisser (1983) pour la **nuit**. Cette méthode fait intervenir la différence de température entre 2 m et 5 cm au-dessus du sol, les précipitations, l'humidité relative et la vitesse du vent. L'algorithme se trouve en détail à l'annexe 2. Y figure également une variante sur les limites des classes de différences de température, afin de mieux équilibrer les proportions des cas de nébulosité nulle à modérée par rapport à celles observées. La figure 3a présente le résultat de cette dernière méthode en fonction de l'observation. La courbe en traitillé omet les heures de début et fin de nuit, pour lesquelles la méthode est moins performante.



**Figure 3.** Correspondance entre la nébulosité observée et la nébulosité simulée, Payerne 1988-1990  
a) par Albisser modifié, b) par la durée d'ensoleillement S, c) par le rayonnement global G

De **jour**, les mesures de la durée d'ensoleillement S et du rayonnement global G réagissent au passage nuageux. Cependant ces mesures représentent, entre elles déjà, mais surtout avec l'observation visuelle de la nébulosité, des réponses de nature physique différente. Par nébulosité

observée (ou réelle) faible, la distribution spatiale des nuages fait la plus grande différence. Par exemple à midi, des nuages ou une éclaircie situés à l'horizon ne seront pas repérés par la mesure, alors que l'observateur en tient compte. De plus, il faut tenir compte de l'influence du seuil de sensibilité (irradiance solaire > 120 W/m<sup>2</sup>, ANETZ: > 200 W/m<sup>2</sup>) des héliomètres sur la mesure de la durée d'ensoleillement (Heimo, 1990). La courbe en traitillé de la figure 3b montre le changement obtenu en omettant le début et la fin de journée. Statistiquement, la durée d'ensoleillement a donc un discernement insuffisant par nébulosité faible ou forte (figure 3b, cut-off des courbes). Cette mesure a cependant l'avantage d'être quasiment affranchie de la variation saisonnière. Le rayonnement global (figure 3c) est également médiocre par nébulosité faible. Il est sensible à la densité et à l'opacité des nuages et répond ainsi mieux aux fortes nébulosités. Plusieurs options ont été testées pour pallier à ces divergences entre mesure et observation. La courbe pleine de la figure 3b peut être exprimée par le polynôme suivant:

$$\text{nébulosité} = 0.22 + 1.04 x - 0.33 x^2 \quad \text{avec } x = 1 - S, \quad S \text{ donné en } 1/100 \text{ d'heure} \quad (4)$$

ou en modérant l'indétermination plus importante vers les heures d'ensoleillement plein (mais nébulosité non nulle) et les heures de lever et coucher du soleil:

$$\text{nébulosité} = 0.92 x^{0.5} + 0.08 x^2 \quad (5)$$

La courbe pleine de la figure 3c est bien rendue par le polynôme suivant:

$$\text{nébulosité} = 0.16 + 1.41 x + 1.22 x^2 - 3.88 x^3 + 2.16 x^4 \quad \text{avec } x = (1 - G/G_0), \quad (6)$$

ou comme ci-dessus pour mieux tenir compte de l'indétermination plus importante vers les heures d'ensoleillement plein et les heures de lever et coucher du soleil:

$$\text{nébulosité} = 0.79 x^{0.5} + 0.80 x - 0.59 x^2 \quad (7)$$

$G_0$  est le rayonnement global par ciel clair (sans nuage), paramètre dont l'évaluation est traitée au paragraphe 4.2 et à l'annexe 3. Lorsque  $G > G_0$ , la valeur inverse du rapport est retenue; ceci correspond à une redistribution aléatoire de cas mal déterminés (limites de la mesure) au coucher et lever du soleil, et de cas à couverture nuageuse non nulle et non totale lorsque la réverbération des nuages est particulièrement intense.

La courbe en traitillé de la figure 3c correspond à la relation 8 de Kasten et Czeplac (1980):

$$1 - \frac{G}{G_0} = -b_1 N^{b_2} \quad \text{avec } b_1 = -0.75 \text{ et } b_2 = 3.4 \quad (8)$$

Ce type de relation accentue l'indétermination vers la faible couverture nuageuse. Bosshard (1992) a déterminé les paramètres  $b_1$  et  $b_2$  pour les différents types de nuages Cirrus, Altocumulus, Stratus et Cumulus et ceci pour plusieurs stations ANETZ. Il en découle que, à couverture totale égale, l'atténuation du rayonnement global par le stratus est la plus importante. Celle due à l'altocumulus et au cumulus est sensiblement la même, alors que le cirrus ne représente qu'un écran léger.

Les cas de brouillard sont déterminés de jour et de nuit par un critère d'Albisser, qui requiert l'absence de précipitation, une température de l'air à 2m inférieure ou égale à celle de 5cm, une humidité relative supérieure à 94.5% et une vitesse du vent inférieure à 1.2 m/s.

Les observations de la nébulosité sont exprimées en valeurs discrètes. Pour comparer les procédures, on peut également rendre discrètes les valeurs de  $1 - S$ , resp.  $1 - G/G_0$ . Afin d'observer au mieux la distribution des observations, les classes suivantes (tableau 1) sont calculées suivant l'application inverses des relations 4 à 7.

**Tableau 1.** Limites de classe pour la distribution des valeurs de  $1 - S$ , resp.  $1 - G/G_0$  en correspondance avec la distribution de la nébulosité observée

0	1	2	3	4	5	6	7	8	nébulosité observée
] 0.02], 0.13, 0.28, 0.37, 0.46, 0.55, 0.65, 0.99, 1.01									pour la relation 4
] 0.02], 0.16, 0.33, 0.44, 0.55, 0.66, 0.76, 0.99, 1.01									pour la relation 5
] 0.02], 0.14, 0.27, 0.39, 0.51, 0.63, 0.76, 0.88, 1.01									pour la relation 6
] 0.11], 0.24, 0.34, 0.46, 0.55, 0.63, 0.77, 0.92, 1.01									pour la relation 7

Les coefficients de corrélation entre nébulosité calculée et observée, pratiquée sur les 3 ans de mesures figurent au tableau 2. La limite jour-nuit est fixée par la valeur de  $5 \text{ W/m}^2$  du rayonnement global mesuré. Les algorithmes des méthodes et conditions appliquées pour estimer la nébulosité sont rassemblés à l'annexe 2. La méthode Albisser (1983) ne s'applique que de nuit.

**Tableau 2.** Coefficients de corrélation entre nébulosité observée et calculée selon diverses méthodes

nébulosité estimée méthode	A paramètres de substitution horaires	idem A + nébulosité observée à 6, 12 et 18 h *	B par. de substitution moyennés sur 3 h. consécutives	idem B + nébulosité observée à 6, 12 et 18 h *
Albisser (modifié)	0.79 (0.81)	(0.85)	----	----
Durée d'ensoleillement	0.77	0.89	0.80	0.89
Relation 5	0.78	0.89	0.80**	0.91**
Rapport $G/G_{\text{ciel clair}}$	0.74	0.82	0.77	0.83
Relation 7	0.75	0.89	0.77	0.91
* y compris extrapolation $\pm 1$ heure    ** relation 5 avec les coefficients dans l'ordre: 0.88 et 0.12				

Ces différentes méthodes présentent toutes des limites d'application au lever et au coucher du soleil. En faisant abstraction de ces périodes litigieuses, ces coefficients s'améliorent au plus de 5%. Une amélioration pratique peut être envisagée en réintégrant dans les séries les valeurs de la nébulosité observée, car dans la majorité des stations climatologiques, cette observation a lieu au moins 3 fois par jour, soit à 6, 12 et 18 heures (UT). Pour la méthode Albisser (1983) n'interviennent que les valeurs de 6 et 18 heures. En outre on peut extrapoler la valeur observée de la nébulosité aux heures précédant et suivant l'observation. Les coefficients des colonnes 2 et 4 du tableau 2 n'ont pour objet que de situer le degré final de corrélation de la procédure.

La nature de la mesure de la durée d'ensoleillement laisse penser qu'une pondération de sa valeur par moyenne sur 3 valeurs horaires consécutives devrait statistiquement mieux correspondre à la réalité de l'observation instantanée de la nébulosité. La comparaison des corrélations des colonnes 1 et 3, resp. 2 et 4 du tableau 2 n'indique qu'une amélioration mineure. Cependant cette option améliore sensiblement la répartition des nébulosités faibles (figure 4b) dans le sens de celle de la nébulosité observée. Une telle amélioration n'apparaît pas dans le cas du rayonnement global (moyenne calculée sur le rapport  $G/G_0$ , figure 4d).

### 3.2 Résumé des choix

En fonction des mesures et observations effectuées dans les réseaux météorologiques et climatologiques de l'ISM, les solutions suivantes peuvent être envisagées pour créer des séries horaires du bilan du rayonnement  $Q^*$  paramétrisé avec entre autres la nébulosité totale  $N$ .

Les premiers cahiers "Climatologie de la dispersion" de l'ISM utilisent les algorithmes simples suivants, où l'effet de la nébulosité intervient implicitement au travers de G et  $\Delta T$ :

$$\text{jour } (G > 5 \text{ W/m}^2) : Q^* = -13.06 + 0.60 G \quad \text{valeurs de } Q^* \text{ non corrigées.}$$

$$\text{nuit } (G \leq 5 \text{ W/m}^2) : Q^* \div \Delta T = \text{différence de température 2 m-5 cm}$$

Lorsque la nébulosité est observée toutes les 3 heures, la série horaire peut s'obtenir en dotant les heures précédant et suivant l'observation de la valeur observée, sinon les possibilités présentées au paragraphe précédent pourront être adoptées suivant que l'on dispose de l'une ou l'autre de ces mesures. Pour la suite de l'estimation du bilan du rayonnement, outre la nébulosité observée, on retiendra la méthode comprenant:

- pour le jour ( $G > 5 \text{ W/m}^2$ ), la durée d'ensoleillement moyennée sur 3 heures consécutives  $S_3$  avec la relation:

$$\text{nébulosité} = 0.88 x^{0.5} + 0.12 x^2 \quad \text{avec } x = 1 - S_3$$

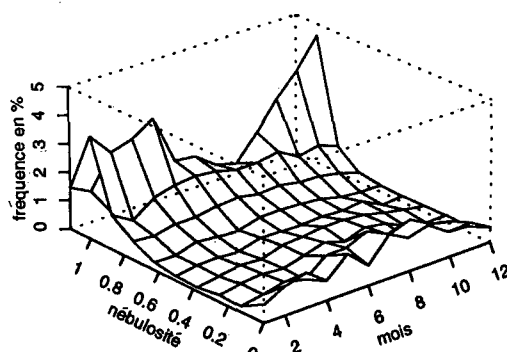
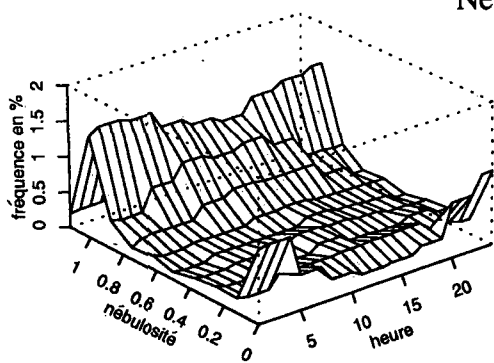
S'il y a besoin de transformer ces valeurs en valeurs discrètes, on utilisera les classes suivantes:

$$] 0.02], 0.16, 0.33, 0.44, 0.55, 0.66, 0.76, 0.99, 1.01$$

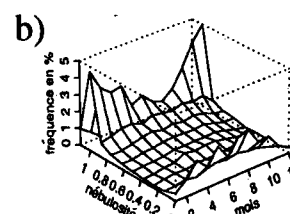
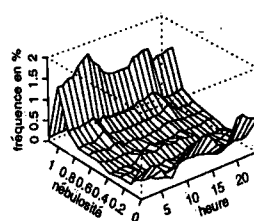
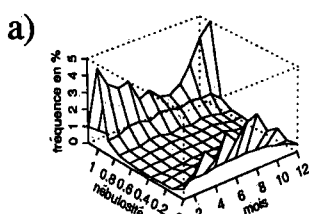
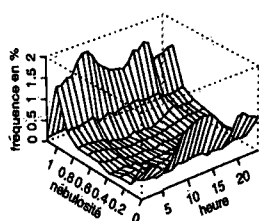
- pour la nuit ( $G \leq 5 \text{ W/m}^2$ ), l'algorithme Albisser modifié (annexe 2).

En outre, si la nébulosité observée 3 fois par jour existe et c'est le cas à la plupart des stations ANETZ, on introduit ces données en les extrapolant 1 heure avant et après,  $N(6h \pm 1, 12h \pm 1, 18h \pm 1)$ .

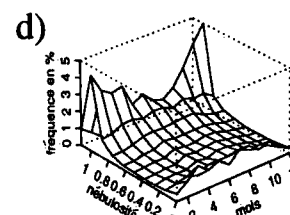
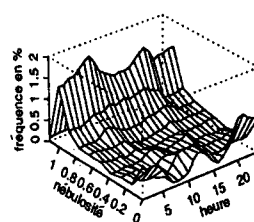
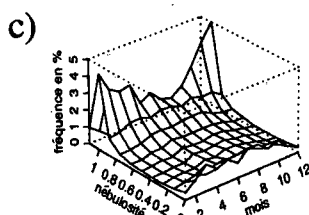
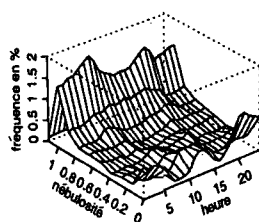
#### Nébulosité observée



#### Nébulosité calculée, Albisser et durée d'ensoleillement



#### Nébulosité calculée, Albisser et rayonnement global



**Figure 4.** Variations journalière et annuelle de la nébulosité observée, resp. calculée, Payerne, 1988-1990  
 (a à d : nébulosité uniquement calculée, c.à.d. sans l'introduction des observations de 6, 12 et 18 h)  
 a) et c) : durée d'ensoleillement, resp. rayonnement global horaire  
 b) et d) : durée d'ensoleillement, resp. rayonnement global moyenné sur 3 heures

#### 4. BILAN DU RAYONNEMENT

Le bilan du rayonnement  $Q^*$  près de la surface du sol peut être estimé en paramétrisant les différentes composantes de la relation suivante:

$$Q^* = (1 - r) G + W - E \quad (9)$$

$r$  est l'albédo à la surface du sol. La paramétrisation des composantes  $W$  et  $E$  suit les propositions faites par Holtslag (1983).

##### 4.1 Albédo

En principe les mesures du réseau ANETZ sont effectuées sur un terrain herbeux tondu régulièrement tout comme le terrain de mesures à Payerne. Le rayonnement global  $G$  est mesuré à toutes les stations de ce réseau. L'albédo est déterminé à partir de la relation  $R = rG$ . Sa moyenne (mesures COMRAD limitées à  $G > 5 \text{ W/m}^2$ ) vaut 0.24 avec une variance de 0.02 si l'on fait abstraction des valeurs isolées supérieures à 0.4 visibles sur la figure 5a. (Les moyennes annuelles sont respectivement 0.255 pour 1988, 0.244 pour 1989 et 0.236 pour 1990). L'albédo moyen diminue légèrement lorsque le rayonnement global augmente,  $\bar{r}(G > 300 \text{ W/m}^2) = 0.23$ . La figure 5a montre bien la diminution de la précision lorsque le rayonnement global est inférieure à  $300 \text{ W/m}^2$ . L'état du sol et la sensibilité des capteurs de rayonnement ne sont pas étrangers à cela. Les points qui s'écartent de la distribution dense correspondent en général à un sol enneigé.

Afin d'homogénéiser au mieux la relation 9, il est utile de connaître la stabilité de la valeur de  $r$  calculée sur la base des 4 composantes mesurées (valeurs corrigées). Sa variation avec le rayonnement global s'avère plus importante que celle mentionnée ci-dessus. Par régression on obtient  $r = 0.24 - 0.00006 G$ , correction dont on tiendra compte dans le calcul de  $Q^*$ .

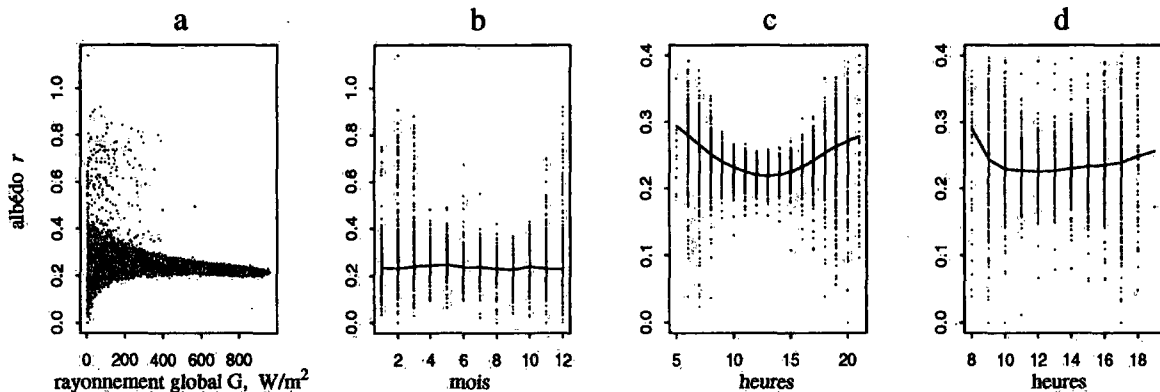


Figure 5. Mesures de l'albédo de déc. 1987 - nov. 1990

a) Fonction du rayonnement global  $G$

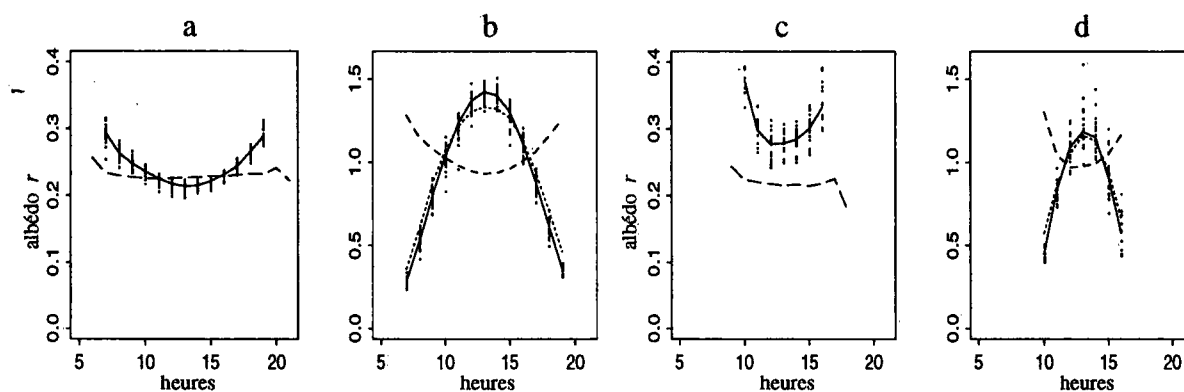
b) Variation annuelle

c) Variation journalière d'avril à septembre

d) Variation journalière d'octobre à mars

Il n'y a pas de variation sur l'année de l'albédo mensuel moyen (figure 5b), seulement une plus forte dispersion des valeurs en hiver due en partie à l'enneigement. Pour tester la variation journalière, seules les valeurs de l'albédo inférieures à 0.4 ont été retenues. En faisant abstraction de la première et de la dernière heure du jour (peu de valeurs), une variation de l'albédo moyen est manifeste en été (figure 5c), négligeable en hiver (figure 5d). Cette variation est toutefois marquée sur toute l'année si l'on ne tient compte que des journées (ou périodes) très ensoleillées, ainsi que le montrent les figures 6a et 6c. La ligne en traitillé de ces 2 figures indique la constance de l'albédo par temps couvert. Il est certain que ces variations sont en partie d'origine instru-

mentale. La nature du revêtement du sol peut aussi introduire une légère non-linéarité entre le rayonnement solaire incident et réfléchi. On peut écrire  $r = \frac{R/\bar{R}}{G/\bar{G}}$  ( $\bar{R}/\bar{G}$ ), ce qui permet de constater que la forme de la variation de l'albédo  $r$  à la figure 6 est déterminée par les rapports aux valeurs moyennes de l'ensemble considéré. Ainsi la forme concave implique  $R/\bar{R} > G/\bar{G}$ . Pour le mois de juillet des 3 années de mesures  $\bar{R} = 145 \text{ W/m}^2$  et  $\bar{G} = 632 \text{ W/m}^2$ , le rapport  $\bar{R}/\bar{G}$  vaut 0.23. Pour les mois de décembre et janvier des 3 années de mesures  $\bar{R} = 79 \text{ W/m}^2$  et  $\bar{G} = 276$  et le rapport vaut 0.29. Les figures 6b et 6d montrent le comportement des rapports de  $R$  et  $G$  à leur moyenne respective. Comme cette variation se produit tant en hiver qu'en été, il est peu probable que la cause en soit la nature de la couverture du sol sur le rayonnement réfléchi. Du point de vue instrumental, l'erreur de mesure relative la plus conséquente pourrait bien être celle de la saisie du rayonnement diffus (comprise dans la mesure du rayonnement global  $G$ ), lorsque que le soleil est rasant à l'horizon, et ainsi produire l'inégalité  $R/\bar{R} > G/\bar{G}$ .



**Figure 6.** Variations journalières de l'albédo et de ses composantes par durée d'ensoleillement  $> 0.98$  sur l'heure  
a) juillet 1988-90 : albédo, (- - -) par durée d'ensoleillement  $< 0.1$   
b) juillet 1988-90 : rapports  $R/\bar{R}$  (.....),  $G/\bar{G}$  (—) et  $R/\bar{R} : G/\bar{G}$  (----)  
c) décembre et janvier 1987-90 : albédo, (- - -) par durée d'ensoleillement  $< 0.1$   
d) décembre et janvier 1987-90 : rapports  $R/\bar{R}$  (.....),  $G/\bar{G}$  (—) et  $R/\bar{R} : G/\bar{G}$  (----)

Afin de tenir compte non seulement de la légère variation sur l'albédo d'une part par rayonnement global intense comme proposé au début de ce paragraphe, mais aussi par ciel modérément à très clair le matin et le soir, on peut suggérer les relations suivantes:

$$r = 0.24 \quad \text{pour} \quad S < 0.3 \quad \text{et} \quad r = 0.3 - 0.00015 G \quad \text{pour} \quad S \geq 0.3 \quad (10)$$

La limite aussi basse requise sur la durée de l'ensoleillement  $S$  est due en partie au seuil de sensibilité de cette mesure.

## 4.2 Rayonnement global

Le rayonnement global  $G$  est mesuré à toutes les stations ANETZ. A ce jour, on ne dispose pas véritablement pour la Suisse de méthodes d'interpolation spatiale du rayonnement à l'échelle de l'heure. Les travaux commandités par l'Agence Internationale de l'Energie (Zelenka et al., 1992) et pour lesquels le réseau ANETZ a été retenu entre autres comme base de test permettent d'établir des séries de valeurs journalières plutôt qu'horaires pour n'importe quel site en Suisse. La complémentarité des mesures satellitaires est démontrée (D'Agostino et Zelenka, 1992). L'application de ces méthodes à l'échelle horaire n'est toutefois pas encore acquise.

Par ailleurs de nombreux modèles de calcul du rayonnement global  $G$  existent, dont le principe

est de déterminer le rayonnement solaire par ciel clair  $G_0$  et d'appliquer sur cette valeur l'atténuation due à la couverture nuageuse  $N$  (Davies et al., 1988). Il a déjà été fait mention du modèle de Kasten et Czeplac (1980) au chapitre précédent. Une paramétrisation simple de  $G_0$  est

$$G_0 = a_1 \sin \phi + a_2 \quad (11)$$

avec  $\phi$  la hauteur du soleil. Un algorithme de calcul de la hauteur du soleil, simplifié mais de précision suffisante pour cette application, est proposé à l'annexe 3. Les grandeurs  $a_1$  et  $a_2$  sont des coefficients empiriques spécifiques au site et sensibles au trouble régional moyen de l'atmosphère en l'absence de nuage. Il dépendent également de la qualité du matériel disponible pour caractériser le temps de ciel clair.

**Tableau 3.** Calcul du rayonnement global par ciel clair (relation 10)

Stations	nébulosité	durée d'enseuil.	$a_1$ ( $W/m^2$ )	$a_2$ ( $W/m^2$ )	nbr cas	erreur résiduelle
Payerne COMRAD	$\leq 1:8$	-	1075	-79	1888	32
Payerne COMRAD	-	$> 0.98$	1077	-77	3047	29
Payerne ANETZ	$\leq 1:8$	-	1046	-82	1879	31
Payerne ANETZ	-	$> 0.98$	1046	-77	3024	30

Le tableau 3 fournit les coefficients  $a_1$  et  $a_2$  obtenus pour Payerne sur la base des séries horaires. L'utilisation de séries horaires interpolées ou uniquement des 8 observations journalières de la nébulosité influence peu la valeur de ces coefficients. La même observation de la nébulosité est utilisée avec les mesures COMRAD et ANETZ. La définition de ciel clair par nébulosité 0 ou par nébulosité  $\leq 1:8$  n'a que peu d'incidence sur la valeur des coefficients  $a_1$  et  $a_2$ . Seule l'erreur résiduelle s'accroît légèrement. Les limites  $G > 5 W/m^2$  et  $\phi > 5^\circ$  ont été appliquées. Pour le site de Payerne, l'horizon le plus élevé se situe au SE et ne dépasse pas  $4.5^\circ$  (Zelenka et al., 1991). L'implication spatiale différente de l'observation visuelle de la nébulosité (surtout lorsque celle-ci est faible) par rapport à la mesure du rayonnement global n'a pas d'effet à ce niveau-là. Etant donné que le réseau ANETZ mesure le rayonnement global  $G$ , il n'est pas utile ici d'investiguer plus les méthodes du calcul de ce paramètre.

### 4.3 Rayonnement atmosphérique au sol

Il ressort de la comparaison faite entre les mesures des projets BSRN et COMRAD (paragraphe 2.1.1) que les valeurs du rayonnement atmosphérique du projet COMRAD ne montrent qu'une différence minimale, mais systématique. Cette correction n'a été appliquée que pour une question d'homogénéité dans le traitement des données.

#### 4.3.1 Temps clair

Par ciel clair (nébulosité  $< 3/8$ ), le rayonnement atmosphérique  $W_0$  ne montre qu'une très faible variation journalière moyenne de  $30 W/m^2$  en été et pratiquement aucune en hiver. Sa variation annuelle passe de  $260 W/m^2$  (moyenne mensuelle) en hiver à  $340 W/m^2$  en plein été.

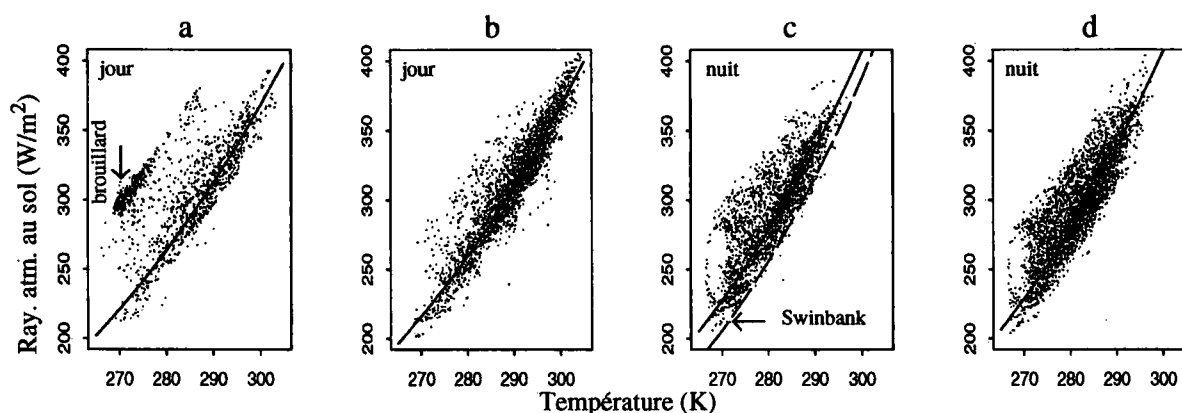
La figure 7 illustre le comportement du rayonnement mesuré  $W$  en fonction de la température à 2 m/sol par temps clair ( $W_0$ ) en distinguant les périodes diurne et nocturne. Les figures 7a et 7c sont établies pour une nébulosité observée  $N=0$ . A la figure 7b, le ciel clair est désigné par la durée d'enseuillement ( $>0.98$ ) et à la figure 7d par la nébulosité ( $N=0$ ) calculée par la méthode

Albisser (1983) présentée à l'annexe 2 (version non modifiée). Les cas de brouillard (N=9) intégrés à la figure 7a correspondent, pour une température donnée, au rayonnement atmosphérique maximum. La plus grande dispersion des valeurs nocturnes tient aussi à une qualité moindre de l'observation nocturne de la nébulosité par rapport à l'observation de jour.

Le rayonnement atmosphérique par ciel clair  $W_0$  peut être paramétrisé à l'aide de la température absolue  $T$  mesurée à 2 m/sol suivant la relation de Stefan-Boltzmann

$$W_0 = \varepsilon \sigma T^4 \quad (12)$$

$\varepsilon$  étant le facteur d'émission (émissivité) de l'atmosphère et  $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$  la constante de Stefan-Boltzmann.



**Figure 7.** Rayonnement atmosphérique  $W$  près du sol en fonction de la température (2 m/sol), par ciel clair de jour et de nuit, Payerne déc.87 - nov.90

- a) de jour par nébulosité observée  $N=0$ , resp. par brouillard  $N=9$
- b) de jour par durée d'ensoleillement horaire mesurée  $> 0.98$
- c) de nuit par nébulosité observée  $N=0$ , (---) courbe de Swinbank  $W_0=5.31 \times 10^{-13} T^6$  (Holtslag, 1983)
- d) de nuit par nébulosité calculée selon méthode originale Albisser  $N=0$

Les courbes de régression de la figure 7 sont établies avec la relation suivante en excluant les zones de grande dispersion (colonne "sélection" du tableau 4).

$$\varepsilon = aT^b \quad (13)$$

Les caractéristiques des courbes sont données au tableau 4. Les 3ème et 6ème lignes se réfèrent à la nébulosité obtenue par la méthode retenue au paragraphe 3.2 et les valeurs corrigées par la relation 1. La courbe diurne est identique à celle obtenue par la nébulosité observée. Celle de nuit donne un  $\varepsilon$  légèrement plus faible (moins de 2%) aux températures élevées.

**Tableau 4.** Relation émissivité  $\varepsilon$  - température (relation 12, figure 7)

Référence	a	b	sélection	total cas	cas sél. (%)
figure 7a	0.00346	0.957	$W < 1.64 \cdot 10^{-10} T^5$	1013	82
figure 7b	0.00157	1.096	idem	3290	95
N(selon § 3.2)	0.00342	0.959	idem		
figure 7c	0.00010	1.596	$W < 6.25 \cdot 10^{-13} T^6$	2660	77
figure 7d	0.000136	1.542	idem	3928	81
N(selon §3.2)	0.000288	1.408	idem		



Plusieurs auteurs ont proposé des formules empiriques pour déterminer l'émissivité  $\epsilon$  de l'atmosphère par ciel clair (Culf et Gash, 1993). Certains ont utilisé comme seul paramètre la pression de vapeur d'eau  $e$  dans l'atmosphère au niveau du sol. La seule dépendance de l'émissivité à la température de l'air est alors celle inhérente à la pression de vapeur d'eau et cette dernière montre une grande spécificité locale. Reconsidérant la question à partir de l'objection que la dépendance unique de la pression de vapeur d'eau impliquait une atmosphère constante et homogène, Swinbank (Holtslag et Van Ulden, 1983) a montré par corrélation statistique que le rayonnement atmosphérique par ciel clair varie avec  $T^6$  (soit une émissivité  $\epsilon \sim T^2$ ) et propose:

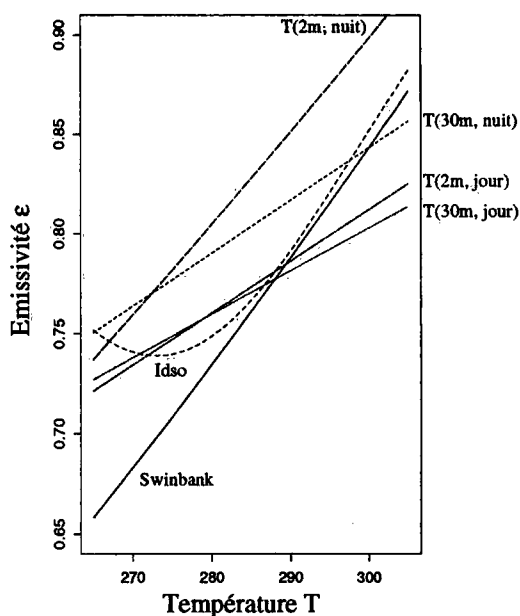
$$W_o = c_1 T^6 \quad (14)$$

avec  $c_1 = 5.31 \cdot 10^{-13} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-6}$ , valeur estimée comme une moyenne juste à 5% près. Sur la base des mesures et de la série horaire interpolée de la nébulosité observée 1988-1990 de Payerne,  $c_1$  vaut  $5.81 \cdot 10^{-13}$ . Il vaut  $5.65 \cdot 10^{-13}$  en se limitant aux valeurs effectivement observées de la nébulosité avec une corrélation un peu meilleure (0.86 contre 0,83). Avec cette dernière valeur de  $c_1$  et une température moyenne de 288 K, l'émissivité  $\epsilon$  moyenne est de 0.826.

La courbe de Swinbank, supposée paramétriser les cas de ciel clair aussi bien pour la nuit que pour le jour, est présentée en traitillé à la figure 7c. Comme les mesures faites à Payerne montrent qu'il n'y a pas vraiment superposition des deux ensembles nocturne et diurne, cette relation ne se trouve centrée ni sur l'un ni sur l'autre. Idso et Jackson (1969) postulent que juste au-dessus et au-dessous de 273 K, l'émissivité varie symétriquement et propose la relation 15:

$$\epsilon = 1 - 0.261 \cdot \exp[-7.77 \times 10^{-4} \cdot (273 - T)^2] \quad (15)$$

A la figure 8, les relations de Swinbank (Holtslag et Van Ulden, 1983) et d'Idso et Jackson (1969) peuvent être comparées aux valeurs obtenues avec les mesures de Payerne. Une comparaison faite avec la température mesurée à 30 m/sol à Payerne confirme qu'en utilisant la température à 2 m/sol pour déterminer  $W_o$  (ciel clair ou peu nuageux), on introduit une dépendance jour-nuit accentuée ou exagérée par rapport à ce que montre le rayonnement atmosphérique long mesuré.



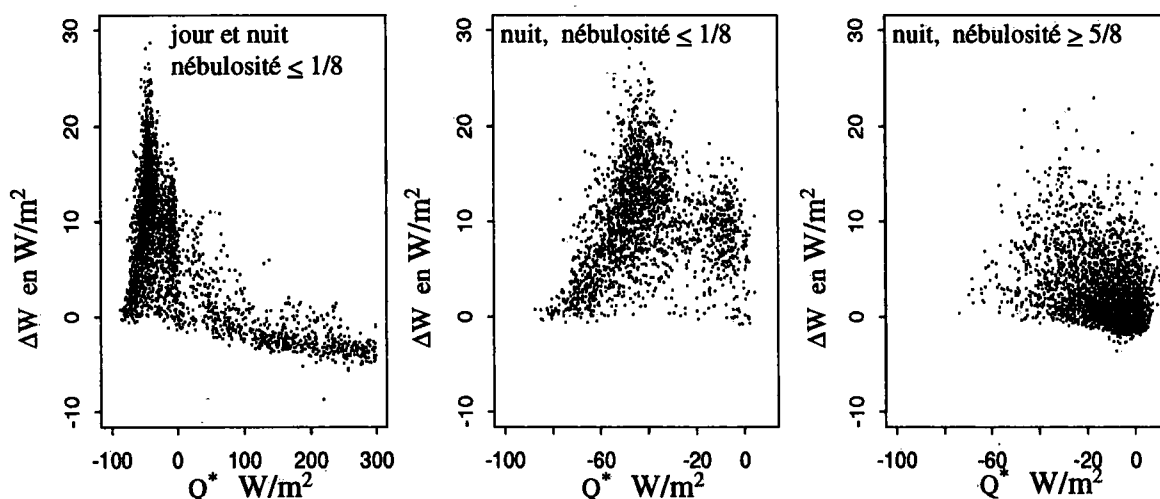
En effet, avec une température mesurée à 30 m/sol où les effets directs du sol sont déjà fortement atténués, on obtient pour la relation 13 les valeurs  $a = 0.0083$  et  $b = 0.80$  pour le jour  $a = 0.00394$  et  $b = 0.941$  pour la nuit. Ces coefficients donnent des  $\epsilon$  qui croissent de manière similaire avec la température (cf. figure 8). La mesure à 2 m/sol induit des comportements nocturne et diurne différents avec une distinction accrue en été par rapport à l'hiver. En effet, par nuit claire en été, la température à 2 m/sol est en moyenne sensiblement plus basse que celle de l'atmosphère qui rayonne au-dessus. Par contre, de jour elle n'est que légèrement plus haute. Les écarts moyens se réduisent sensiblement en hiver.

Figure 8. Emissivité  $\epsilon$  de l'atmosphère par ciel clair

A l'instar de l'approche faite par Holtslag et Van Ulden (1983) pour paramétriser le rayonnement terrestre à partir de la température mesurée à 1 m/sol, il est intéressant d'analyser la relation 12 sur la base de la différence  $T_{30m} - T_{2m}$ . Cette relation peut alors s'écrire

$$W_{o,30m} = W_{o,2m} + \Delta W(O(\Delta T)) = \varepsilon(\sigma T_{2m}^4 + 4\sigma T_{2m}^3(T_{30m} - T_{2m})) \quad (16)$$

les termes en  $\Delta T$  d'ordre supérieur étant négligeables. Les valeurs mesurées  $\Delta W$  de la relation 16 sont portées à la figure 9 en fonction du bilan du rayonnement. Le graphique de gauche indique que de jour ce terme est légèrement négatif; sa valeur absolue ne dépasse guère  $5 \text{ W/m}^2$  quelque soient d'ailleurs l'intensité du rayonnement et la nébulosité. Cette limitation est due au brassage thermique durant le jour. On en déduit que de jour la température à 2 m/sol caractérise assez bien la basse couche atmosphérique et ne surestime son rayonnement que de peu en moyenne.



**Figure 9.** Distribution des valeurs de  $\Delta W = 4\sigma T_{2m}^3(T_{30m} - T_{2m})$  en fonction du bilan du rayonnement

Les graphiques du centre (nébulosité observée nulle à très faible:  $N \leq 0.2$ ) et de droite (nébulosité forte:  $N > 0.6$ ) présentent la dépendance  $\Delta W(Q^*)$  pour la nuit. Leur comparaison démontre que  $\Delta W$  n'a d'importance que par nuit claire. En outre, il s'avère que les valeurs de  $\Delta W$  les plus élevées se présentent lorsque l'humidité relative reste inférieure à 90%. Dans ce cas, la stratification près du sol est intense, de sorte que la température à 2 m/sol (par rapport à une température plus représentative) introduit une sous-estimation accentuée dans le calcul du rayonnement atmosphérique. Le problème est de paramétriser cette correction. Une tentative est faite au paragraphe 4.3.3. Dans le graphique central, l'ensemble de points qui se distinguent à droite provient du phénomène de rosée ou de givre déjà discuté au paragraphe 2.1.1.

#### 4.3.2 Temps couvert

Le rayonnement atmosphérique au sol augmente avec la nébulosité  $N$ . La situation de brouillard au sol entraîne un rayonnement atmosphérique maximum. Ces cas sont illustrés à la figure 7a. Paltridge et Platt (1976) proposent la relation linéaire suivante:

$$W = W_0 + c_2 N \quad (17)$$

avec  $c_2 = 60 \text{ W/m}^2$  pour les latitudes moyennes. Cette valeur correspond au décalage maximum que l'on peut repérer sur l'échelle de  $Q^*$  à la figure 9 entre les ensembles de points des graphiques du centre et de droite. Dans la relation 17,  $N$  varie de 0 à 1.125 ( $N=9/8$  pour le cas de brouillard).

Avec les coefficients correspondants pour déterminer  $W_0$  (v. tableau 4), le facteur  $c_2$  reste quasi constant, soit en moyenne 57, que ce soit pour la période nocturne ou diurne et que ce soit avec la nébulosité observée ou calculée par la méthode retenue au paragraphe 3.2. En détail on obtient:  $c_2(\text{jour}, N_{\text{obs}})=57$ ,  $c_2(\text{nuit}, N_{\text{obs}})=56$ ,  $c_2(\text{jour}, N_{\text{cal}})=58$ ,  $c_2(\text{nuit}, N_{\text{cal}})=56$ . La corrélation entre le rayonnement atmosphérique mesuré et calculé atteint 0.86 (0.83 pour le jour et 0.89 pour la nuit) avec une erreur résiduelle inférieure à  $20 \text{ W/m}^2$  et une distribution normale des résidus.

### 4.3.3 Variante de calcul du rayonnement atmosphérique nocturne

Pour calculer le rayonnement atmosphérique de nuit, la température à 2m fournit les estimations les plus proches de la réalité lorsque la basse couche de l'atmosphère est thermodynamiquement la plus homogène. Or ces conditions sont probablement satisfaites par vent ( $u$ ) établi modéré à fort, par précipitation et forte nébulosité ( $N$  en dixième) ou par humidité ( $h_{\text{rel}}$  en %) élevée. Au contraire, lorsque ces paramètres ont des valeurs faibles, l'atmosphère près du sol est plus fortement stratifiée de sorte que la température à 2m perd en représentativité. Ainsi la relation 18 correspond à 17, complétée d'un terme sensible essentiellement aux valeurs faibles des paramètres  $N$  et  $u$  ( $u$  en m/s). La somme  $(N + \sqrt{u})$  variant entre 0.5 et 4 (10% des valeurs entre 0.5 et 1.), les valeurs de l'exponentielle ne dépassent donc guère 0.6. Ce terme est moins dominant que dans le calcul du rayonnement terrestre (voir la relation 22). La correction relative à l'humidité montre que son influence sur la mesure de température à 2 m/sol est importante. Comme  $W_0$  (en  $\text{W/m}^2$ ) est déterminé sans prise en compte de cette influence, les facteurs de  $W_0$  et de  $h_{\text{rel}}$  sont étroitement liés.

$$W = 0.82 W_0 + 48 N + 0.66 h_{\text{rel}} + 11 \exp [-(N + \sqrt{u})] \quad (18)$$

Le gain moyen réalisé par rapport à la relation 17 est de 10% sur l'erreur résiduelle. Avec la nébulosité calculée par la méthode retenue au paragraphe 3.2, les facteurs de la relation 18 diffèrent de façon notable. Dans l'ordre ils valent 0.84, 63, 0.35 et 57. Cette différence est en partie liée au fait que l'humidité relative et la vitesse du vent interviennent déjà dans le calcul de la nébulosité pour distinguer le cas de brouillard.

De nombreux essais faisant intervenir de multiples relations conditionnelles entre les paramètres disponibles à une station ANETZ ont montré un gain maximum de  $3 \text{ W/m}^2$  sur l'erreur résiduelle. Il n'y a donc pas de raison majeure à compliquer plus cette paramétrisation.

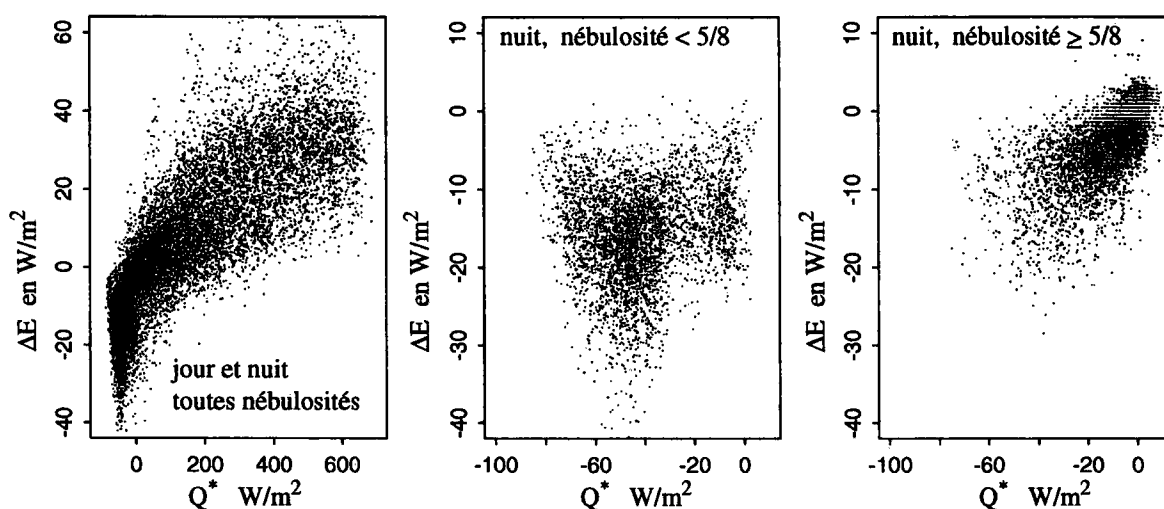
## 4.4 Rayonnement terrestre

En ne se basant que sur les journées claires, les moyennes mensuelles du rayonnement terrestre mesuré à 2m/sol passent de  $320 \text{ W/m}^2$  en décembre-janvier à  $400 \text{ W/m}^2$  en juillet. La variation journalière moyenne est plus accentuée que celle du rayonnement atmosphérique. Son amplitude est de  $110 \text{ W/m}^2$  en été et de  $60 \text{ W/m}^2$  en hiver.

Le rayonnement terrestre peut être calculé précisément par la relation de Stefan-Boltzmann, si la température de rayonnement du sol est connue. Or cette température est difficile à mesurer et rarement disponible. Les stations ANETZ mesurent la température de l'air à 5 cm/sol et à 2 m/sol. Le but est de savoir à quel point ces seules mesures de température conviennent pour déterminer le rayonnement terrestre. En raison des difficultés mentionnées au paragraphe 2.1.1 relatives à la mesure du bilan, on distingue le jour de la nuit. Disposant du gradient thermique près du sol entre 2m et 5cm, on peut appliquer une relation suivante similaire à la relation 16 :

$$E_{5\text{cm}} = E_{2\text{m}} + \Delta E(O(\Delta T)) = \sigma T_{2\text{m}}^4 + 4\sigma T_{2\text{m}}^3 (T_{5\text{cm}} - T_{2\text{m}}) \quad (19)$$

et analyser le comportement de la correction nécessaire si on ne dispose que de la température à 2m/sol. Seuls les termes du premier ordre en  $\Delta T$  sont importants. La Figure 10 présente l'allure du biais inhérent à l'utilisation de la température à 2 m/sol. De jour, l'erreur est sensiblement plus importante que pour le rayonnement atmosphérique (figure 9). Par fort rayonnement direct, elle peut dépasser 40 W/m<sup>2</sup> dans le sens d'une sous-estimation. A rayonnement égal, l'influence de la nébulosité y est négligeable. Par contre de nuit, on a affaire à un comportement similaire à celui constaté pour le rayonnement atmosphérique. Bien entendu, les signes s'opposent. La surévaluation du rayonnement terrestre est d'autant plus forte que le ciel est clair.



**Figure 10.** Comportement du terme  $\Delta E = 4\sigma T_{2m}^3 (T_{5cm} - T_{2m})$  en fonction du bilan du rayonnement

Disposant de mesures de la température de rayonnement du sol et de la température de l'air à 1.1 m/sol, Holtslag et Van Ulden (1983) proposent en cas d'utilisation de la température de l'air pour le jour un terme compensatoire proportionnel au bilan du rayonnement  $Q^*$ .

$$E = \sigma T^4 + c_3 Q^* \quad (20)$$

avec  $c_3 \cong 0.12$ . Selon eux, la nébulosité et la vitesse du vent influencent peu cette relation.

#### 4.4.1 Rayonnement terrestre de nuit

La comparaison des mesures nocturnes par pyrromètre et par pyrgéomètre montre une parfaite concordance. Celle faite entre les valeurs calculées par  $\sigma T^4$  en utilisant la température mesurée à 5 cm/sol et les mesures ne requiert aucun ajustement non plus sur la relation  $\sigma T^4$ . La régression laisse une erreur résiduelle de 4 W/m<sup>2</sup> et un coefficient de corrélation de 0.99. Ce modèle convient donc parfaitement pour des applications appropriées.

Si l'on ne dispose que de la température à 2m/sol, l'ajustement  $E = 0.976 \sigma T^4$  laisse une erreur résiduelle de l'ordre de 7 W/m<sup>2</sup> et un coefficient de corrélation de 0.97 environ. Sur la base du comportement nocturne montré à la figure 10, une relation avec le bilan du rayonnement, similaire à la relation 20, se présente comme suit

$$E = \sigma T_{2m}^4 + 0.31 Q^* \quad (21)$$

avec une erreur résiduelle de 6 W/m<sup>2</sup> et un coefficient de corrélation de 0.98.

Une approche analogue à celle faite pour le rayonnement atmosphérique nocturne (paragraphe 4.3.3, relation 18) a été entreprise pour cette composante terrestre. Après de nombreux essais, la relation suivante apparut adéquate.

$$E = 0.94 \sigma T^4 + 0.12 Q^* + 0.24 h_{rel} - 30 \exp [-(N + \sqrt{u})] \quad (22)$$

L'humidité joue ici un rôle similaire mais moins important que dans le calcul du rayonnement atmosphérique. Par contre, les situations de vent faible sont déterminantes. La relation 22 laisse un écart résiduel inférieure à  $4 \text{ W/m}^2$  pour un coefficient de corrélation de 0.99. Les coefficients obtenus avec la nébulosité calculée sont dans l'ordre 0.95, 0.13, 0.22 et -29, donc quasi identiques.

#### 4.4.2 Rayonnement terrestre de jour

On peut admettre que la température à 5 cm fournit une bonne approximation du rayonnement terrestre également pendant le jour. Comme ce capteur n'est pas protégé du rayonnement solaire direct  $G$  ni ventilé, il en subit une influence qui croît avec son intensité. Les mesures (corrigées par la relation 2) fournissent l'adaptation suivante:

$$E = \sigma T_{5\text{cm}}^4 - 0.024 G \quad (23)$$

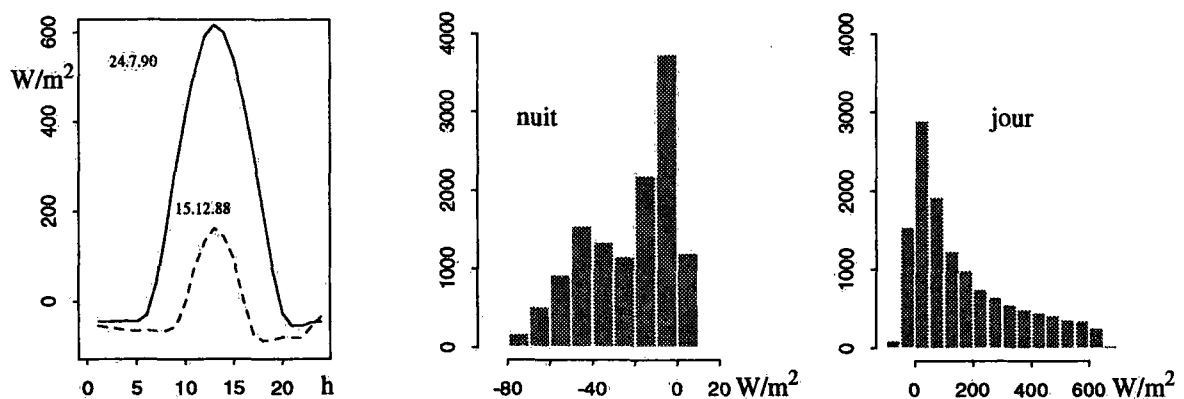
En utilisant la température de l'air mesurée généralement à 2m/sol selon la convention de l'OMM, on retiendra les coefficients des relations 24.

$$E = \sigma T_{2\text{m}}^4 + 0.043 Q^* \quad \text{ou} \quad E = \sigma T_{2\text{m}}^4 + 0.027 G \quad (24)$$

Afin de conserver la même forme de relation pour le calcul du bilan du rayonnement nocturne et diurne, on retiendra la version  $E(Q^*)$ .

#### 4.5 Bilan du rayonnement

La figure 11 présente la variation journalière du bilan du rayonnement  $Q^*$  pour une journée tout à fait claire d'hiver, resp. d'été, ainsi que la répartition de ses valeurs nocturnes ( $G \leq 5 \text{ W/m}^2$ ) et diurnes mesurées (mesures COMRAD corrigées) sur les années 1988 à 90.



**Figure 11.** Bilan du rayonnement : Variation journalière par temps clair et répartitions nocturne et diurne en fréquence absolue (3 ans)

Par nuit claire, le bilan peut atteindre des valeurs de près de  $-90 \text{ W/m}^2$  en hiver et de  $-70 \text{ W/m}^2$

en été dans les premières heures de la nuit. La répartition nocturne est bimodale. Ceci indique que le refroidissement du sol par rayonnement s'amplifie rapidement lorsque le ciel se découvre suffisamment. On peut ainsi fixer en gros 2 catégories de nébulosité totale inférieure et supérieure à 4/8. Cette limite reste toutefois arbitraire, en raison de la subjectivité de l'observation nocturne de la nébulosité en huitième. Le bilan moyen nocturne par ciel dégagé (nébulosité  $\leq 3/8$ ) vaut  $-42 \text{ W/m}^2$  et par ciel nuageux (nébulosité 4/8 et plus) vaut  $-13 \text{ W/m}^2$ . La répartition diurne n'est présentée ici que pour montrer la superposition des 2 répartitions en choisissant la séparation des périodes jour et nuit par la limite de  $5 \text{ W/m}^2$  du rayonnement global mesuré G.

#### 4.5.1 Résumé des variantes de calcul du bilan du rayonnement

Pour évaluer le bilan du rayonnement nuit et jour, il faut disposer au moins de la température à 2m/sol et de la nébulosité. En l'absence d'observation de la nébulosité locale, on pourra utiliser l'observation de la station synoptique (observation 8 fois/jour) la plus proche, pour autant que celle-ci se trouve dans la même entité topographique. Actuellement un bon nombre de stations ANETZ ont une observation réduite de la nébulosité, mais mesurent en continu le vent, le rayonnement global G, la température à 2 m et à 5 cm/sol, l'humidité et les précipitations de sorte que la nébulosité peut être estimée. Ainsi, partant des différentes relations présentées aux paragraphes précédents de ce chapitre pour le calcul du rayonnement atmosphérique et du rayonnement terrestre, on distingue 8 cas de calcul du bilan  $Q^*$  défini par la relation 9, que l'on appellera "variantes" et qui sont résumées dans le tableau 5 suivant:

**Tableau 5.** Variantes de calcul du bilan du rayonnement

variantes	1	2	3	4	5	6	7	8
température	2m, 5cm	2m, 5cm	2m, 5cm	2m, 5cm	2m	2m	2m	2m
nébulosité	observée	calculée	observée	calculée	observée	calculée	observée	calculée
relations	25	25	18,25	18,25	27	27	28	28

**Tableau 6.** Coefficients de calcul du bilan du rayonnement

	r	a	b	$c_2$	$c_3$
nuit	----	0.000288	1.408	56	0.310
jour	0.24	0.00342	0.959	58	0.043

Les différents coefficients, communs aux relations mentionnées au tableau 6 sous la rubrique "nébulosité observée" mais propres aux périodes du jour et de la nuit, sont rassemblés dans le tableau 6. Les valeurs a et b correspondent à la nébulosité calculée par la méthode retenue au paragraphe 3.2. Dans les cas d'une nébulosité observée, les valeurs a et b se trouvent au tableau 4.

#### 4.5.2 Calcul avec les températures à 2 m/sol et 5 cm/sol

Les stations du réseau de mesures météorologiques ANETZ fournissent pour la plupart la température à 5 cm/sol ainsi que le rayonnement global G. La mesure de température est effectuée au-dessus d'un sol recouvert de gazon ou d'herbe. Si la nébulosité totale N n'est pas observée, on la déterminera par la méthode "Albisser modifié" décrite à l'annexe 2. La relation suivante découle des relations 12, 17 et 23.

$$Q^* = (1.024 - r) G + c_1 \sigma T_{2m}^4 - \sigma T_{5cm}^4 + c_2 N \quad \text{avec} \quad c_1 = a T^b \quad (25)$$

Les correspondances avec les mesures (corrigees) en terme de correlation sont reportees au tableau 7 en distinguant la nuit et le jour. Les valeurs () sont obtenues avec la nebulosite observee. L'utilisation de la relation 18 pour le calcul du rayonnement atmospherique nocturne, ameliore legèrement le resultat.

**Tableau 7.** Composantes et bilan du rayonnement : coefficients de correlation entre mesures et calculs

Composantes	W	W <sub>1</sub> )	E	Q*	Q* <sub>1</sub> )
jour	0.85 (0.83)	----	0.99	0.99 (0.99)	----
nuit	0.89 (0.89)	0.91 (0.92)	0.97	0.61 (0.56)	0.72 (0.69)
jour et nuit	0.87 (0.86)	0.87 (0.88)	0.98	0.99 (0.99)	0.99 (0.99)

1) composante nocturne calculee avec la relation 18 au lieu de 17

Si les composantes W et E sont en gros assez bien rendues par la parametrisation, on doit constater que leurs differences, de nuit, se corrent plutot mal avec la mesure. Une raison a cela est bien entendu la plage reduite des valeurs nocturnes du bilan sans qu'il y ait d'influence particulierement dominante. Par ailleurs, la relation 26 (Stahel, 1993) nous enseigne que la mauvaise correlation sur les valeurs nocturnes du bilan du rayonnement Q\* tient au fait que les differences des residus (indice R) de W et de E (soit Q<sub>R</sub>\* = W<sub>R</sub> - E<sub>R</sub>) atteignent dans trop de cas des ecart du meme ordre que l'echelle des valeurs de Q\* lui-meme. Il n'y a pas de relation theorique directe entre les coefficients de correlation (mesure, modele) r<sub>Q\*</sub>, r<sub>W</sub> et r<sub>E</sub>, toutefois r<sub>Q\*</sub> est determine par le comportement des residus Q<sub>R</sub>\* (correlation r et variance σ<sup>2</sup>) uniquement.

$$r_{Q^*}^2 = \frac{\left(1 + r(Q_{\text{mod}}^*, Q_R^*) \sqrt{\frac{\sigma^2(Q_R^*)}{\sigma^2(Q_{\text{mod}}^*)}}\right)^2}{1 + 2r(Q_{\text{mod}}^*, Q_R^*) \sqrt{\frac{\sigma^2(Q_R^*)}{\sigma^2(Q_{\text{mod}}^*)}} + \frac{\sigma^2(Q_R^*)}{\sigma^2(Q_{\text{mod}}^*)}} \quad (26)$$

Cette relation se simplifie à 0.5 (1 + r(Q<sub>mod</sub>\* , Q<sub>R</sub>\*)) lorsque les residus varient dans un domaine du meme ordre que l'echelle des valeurs de Q\* lui-meme. Or, avec la nebulosite observee de nuit r(Q<sub>mod</sub>\* , Q<sub>R</sub>\*) = -0.38, et σ<sup>2</sup>(Q<sub>R</sub>\*) ≅ σ<sup>2</sup>(Q<sub>mod</sub>\*), on obtient r<sub>Q\*</sub> = 0.56. De nuit avec la nebulosite calculee, la variance des residus reste la meme et celle des bilans calcules est reduite (le modele retrace la repartition) ce qui de fait affaiblit la correlation. Mais comme r(Q<sub>mod</sub>\* , Q<sub>R</sub>\*) = -0.056 la relation 26 donne r<sub>Q\*</sub> = 0.63, donc un resultat un peu meilleur qu'avec la nebulosite observee.

#### 4.5.3 Calcul avec la temperature à 2m/sol uniquement

Toutes les stations climatologiques conventionnelles fournissent la temperature à 2 m/sol, soit 3 fois ou 8 fois par jour. Si l'on ne dispose que de cette temperature, on peut alors appliquer les relations 12, 17 et 20 et la relation de Q\* prend la forme

$$Q^* = \frac{(1-r)G + (c_1-1)\sigma T_{2m}^4 + c_2N}{1+c_3} \quad (27)$$

Les facteurs c<sub>1</sub>, c<sub>2</sub> et c<sub>3</sub> sont à pendre au tableau 6.

En composant avec les relations 18 et 22 plus spécifiques pour la nuit, on obtient

$$Q^* = \frac{(1-r)G + (0.82c_1 - 0.94)\sigma T^4 + c_2N + c_4h_{rel} + c_5 \exp[-(N + \sqrt{u})]}{1 + c_3} \quad (28)$$

avec les coefficients modifiés suivants:

0.82c<sub>1</sub>, c<sub>2</sub> = 48, c<sub>3</sub> = 0.12, c<sub>4</sub> = 0.42 et c<sub>5</sub> = 41 dans le cas de la nébulosité observée,  
 0.84c<sub>1</sub>, c<sub>2</sub> = 63, c<sub>3</sub> = 0.12, c<sub>4</sub> = 0.13 et c<sub>5</sub> = 86 dans le cas de la nébulosité calculée.

Ce changement de valeurs des coefficients est aussi dû au fait que la méthode Albisser pour le calcul de la nébulosité tient compte de l'humidité et de la vitesse du vent. Le terme (1-r)G de la relation 28 peut paraître superflu, mais la limite jour-nuit étant fixée par G=5W/m<sup>2</sup>, les premières et dernières heures de la nuit ne sont ainsi pas systématiquement tronquées.

**Tableau 8.** Composantes et bilan du rayonnement : coefficients de corrélation entre mesures et calculs

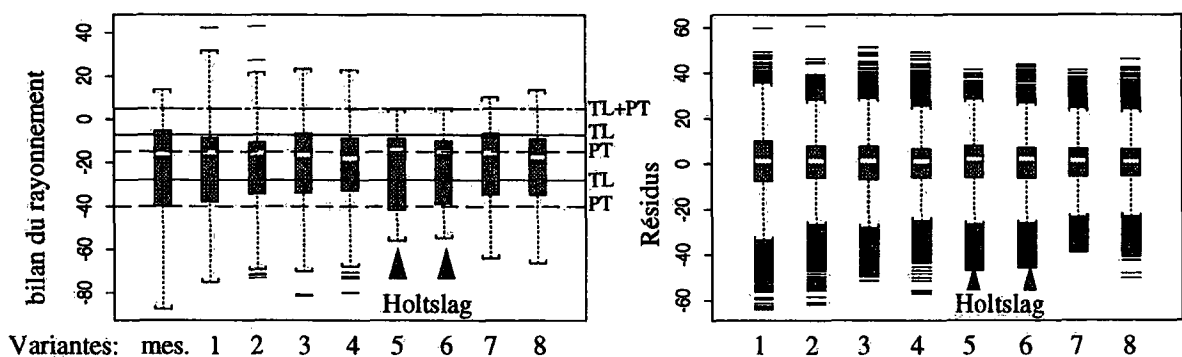
Composantes	E	E <sub>1)</sub>	Q*	Q* <sub>1)</sub>
jour	0.98	----	0.99 (0.99)	----
nuit	0.98	0.99 (0.99)	0.69 (0.69)	0.77 (0.78)
jour et nuit	0.99	0.99 (0.99)	0.99 (0.99)	0.99 (0.99)

1) composante nocturne calculée avec la relation 22 au lieu de 21, resp. 28 au lieu de 27

La correspondance avec la mesure apparaît au tableau 8. Les résultats relatifs au rayonnement atmosphérique sont déjà présentés au tableau 7. Paradoxalement les corrélations obtenues, tout en restant aussi bonnes le jour, sont meilleures la nuit (0.69) qu'avec l'utilisation de la température à 5 cm/sol. Il y a lieu de penser que les variations auxquelles est soumise la température tout près du sol ne sont pas toutes liées à des phénomènes influençant le bilan du rayonnement.

#### 4.5.4 Comparaison des répartitions du bilan calculé et mesuré

La figure 12 présente les caractéristiques des distributions du bilan du rayonnement nocturne et des écarts résiduels des 8 variantes énumérées au tableau 5. Le rectangle noir central contient le 50% des valeurs. La médiane, positionnée en trait blanc, donne une indication de la dissymétrie de la répartition du bilan nocturne. La figure 11 rappelle qu'il s'agit en fait de distributions bimodales. Les pointillés verticaux fixent la plage des valeurs. Leur longueur est au plus 1.5 fois la longueur du rectangle central. Les valeurs plus extrêmes sont pointées isolément.

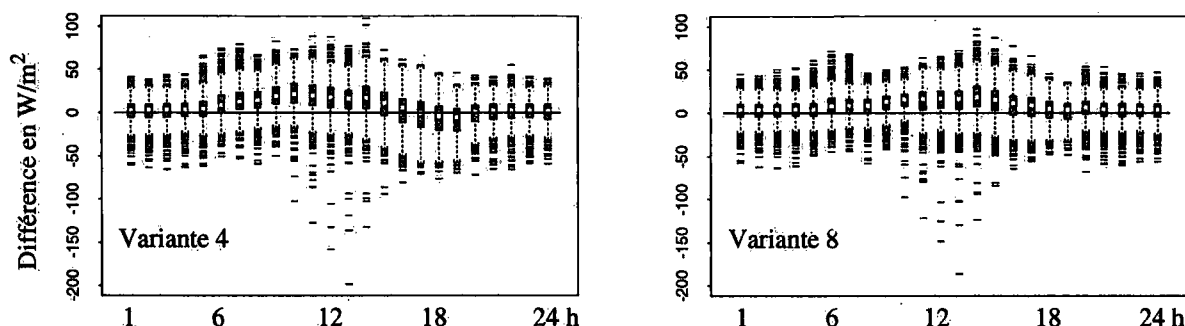


**Figure 12.** Caractéristiques des répartitions du bilan du rayonnement nocturne comparées à la mesure  
 gauche: distributions des valeurs mesurées et des 8 variantes  
 droite: distributions des valeurs résiduelles des 8 variantes



Sur le graphique de gauche, les lignes horizontales désignent les limites des classes du bilan du rayonnement des tableaux d'adaptation TAluft (TL) et Pasquill-Turner (PT) de l'annexe 1. Une comparaison directe entre les distributions obtenues avec les 8 variantes et celle des mesures est présentée à l'annexe 4. L'ensemble des variantes, mais en particulier le modèle simple de Holtslag, ne rendent pas très bien les valeurs extrêmes du bilan que l'on mesure par ciel clair.

Les valeurs résiduelles suivent une distribution gaussienne avec une déviation standard la plus faible de  $10 \text{ W/m}^2$  pour les variantes 7 et 8 et la plus élevée de  $15 \text{ W/m}^2$  pour la variante 1. Les valeurs résiduelles des variantes 1, 2, 5 et 6 montrent toutefois une variation saisonnière que l'adjonction du terme exponentielle (relations 18 et 28) dans les variantes 3, 4, 7 et 8 élimine.



**Figure 13.** Comportement journalier des répartitions des différences entre le bilan du rayonnement mesuré et calculé par les variantes 4 et 8 (voir tableau 5)

On constate à la figure 13, et ceci à l'instar des variantes 4 et 8, que le modèle surestime le bilan du rayonnement durant la journée. L'attribution d'une valeur constante de 0.24 pour l'albédo  $r$  est responsable de ce biais pour les valeurs en pleine journée. Aussi l'introduction de la variation journalière de l'albédo proposée par la relation 10 corrige cette différence, mais n'explique pas la surévaluation des valeurs calculées en début de journée, surtout pour la variante 4. Fixer la limite jour-nuit à une valeur supérieure à  $5 \text{ W/m}^2$  n'apporte qu'une amélioration partielle. On a renoncé ici à de plus amples investigations.

#### 4.5.5 Le bilan du rayonnement et ses applications

Outre l'application essentielle du bilan du rayonnement visée dans ce travail, c'est-à-dire la classification de la stabilité atmosphérique ou plus spécifiquement le calcul des catégories de dispersion, telles que définies à l'annexe 1, ce paramètre est déterminant pour l'estimation du budget énergétique près du sol décrit par la relation 29:

$$H + H_L = Q^* - H_S \quad (29)$$

Celle-ci indique que le rayonnement qui contribue aux flux de chaleur sensible  $H$  et latente  $H_L$  est égal au bilan du rayonnement auquel on soustrait le flux de chaleur dans le sol  $H_S$ . On admet en approximation que  $H_S$  est proportionnel à  $Q^*$  à un facteur près et on peut déterminer  $H$  et  $H_L$  par la méthode de résistance proposée par Monteith (1990). Holtslag (1983) a rassemblé les coefficients nécessaires à cette évaluation. Connaissant le flux de chaleur sensible  $H$ , il est alors possible, à l'aide de la théorie de similitude de Monin-Obukhov, de déterminer la vitesse de frottement  $u^*$  et la longueur de Monin-Obukhov  $L$  (paramètre de stabilité) liés par la relation

$L = A \frac{T_u}{H}$ , paramètres nécessaires à l'estimation de la hauteur de la couche de mélange. Malheureusement, seuls des cas idéaux de l'inversion thermique nocturne peuvent être estimés à partir d'une telle base (Stull, 1989).

## 5. RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

Le bilan du rayonnement et la vitesse du vent permettent à eux deux de conclure sur la stabilité ou l'état de turbulence de la couche atmosphérique près du sol. Si le vent est largement mesuré en Suisse, le bilan du rayonnement ne l'est que rarement. Cette étude donne une possibilité de l'estimer à partir des mesures et observations du réseau ANETZ pour ensuite l'appliquer à la classification des catégories de dispersion.

Les résultats de ce travail s'appuient sur deux projets de mesures entrepris à Payerne qui ont, entre autres, le but commun de tester des capteurs des différentes composantes du rayonnement. Des imprécisions notables sur certaines mesures ont dû être corrigées à un stade relativement tardif de l'étude. Les corrections présentées dans ce rapport, sont pour en partie spécifiques aux capteurs du projet COMRAD, c'est-à-dire qu'elles ne sont pas applicables sans précautions à d'autres instruments du même type.

Une paramétrisation simple du bilan du rayonnement proposée par Holtslag et Van Ulden (1983) a été testée séparément sur les périodes du jour et de la nuit. Quelques adjonctions ont permis d'améliorer le modèle pour la période nocturne en éliminant en particulier des effets systématiques liés aux variations saisonnières. Une prise en compte d'une variation journalière de l'albédo par temps clair sur toute l'année se justifie également, quoique la question de son origine (réverbération selon nature du revêtement du sol, instrumentation) n'a pas de réponse ici.

L'observation de la nébulosité comme donnée météorologique n'est pas idéale pour évaluer le bilan du rayonnement. Pour estimer la nébulosité en l'absence d'observations, les méthodes proposées par Albisser (1983) pour la nuit et par Kasten (Holtslag et Van Ulden, 1983) pour le jour ont été testées. La mesure de la durée de l'ensoleillement est un paramètre de substitution également utilisable. Des modifications sont proposées qui améliorent quelque peu les résultats. Il n'en reste pas moins que les périodes de transition jour-nuit restent les plus difficiles à modéliser en raison des indéterminations des paramètres de substitution disponibles, en particulier la différence de température entre 2m et 5cm. A l'instar des résultats d'Albisser sur l'estimation de la nébulosité nocturne, les relations élaborées au chapitre 3 du présent travail devraient être "ajustées" aux conditions des autres stations du réseau ANETZ.

Le bilan du rayonnement est une composante essentielle dans l'estimation du budget énergétique à la surface du sol. Sa connaissance permet ensuite d'estimer d'autres paramètres importants de la couche limite, à savoir les flux de chaleur, la vitesse de frottement, la longueur de Monin-Obukhov et enfin la hauteur de la couche de mélange.

### Remerciements

Je tiens ici à remercier les collègues de l'Institut avec lesquels j'ai eu divers entretiens relatifs à ce travail, en particulier Dr. A. Zelenka dans le domaine du rayonnement. Les discussions et échanges de résultats avec les responsables des projets COMRAD et BSRN à Payerne, P. Wasserfallen et Dr. A. Heimo, ont permis de mettre au point les ajustements qui jalonnent ce rapport. Dr. R. Stubi, Dr. D. Cattani et P. Jeannet ont eu l'amabilité de relire le rapport dans son entier et j'ai profité de leurs remarques et propositions constructives. Merci à tous ces collègues. Plus rien ne se fait sans un support informatique efficace, merci également aux collègues responsables du bon fonctionnement dans ce secteur.

### Adresse de l'auteur:

Philippe Tercier  
Institut Suisse de Météorologie  
Section Météorologie de l'environnement  
Station aérologique  
CH-1530 Payerne

## 6. RÉFÉRENCES

- Albisser P., 1983: Abschätzung der nächtlichen Gesamtbewölkung mit Hilfe von ASTA-Daten. *Rapport de travail de l'ISM*, No 116, Zürich, 50p.
- Bosshard W., 1992: Paramétrisation de la transmission des nuages basés sur les données ANETZ pour les types de nuages Cirrus, Alto-cumulus, Stratus, Cumulus. Travail de diplôme, Institut de Géographie de l'EPF à Zurich. 108p.
- Bundesminister der Justiz BRD, 1987: Richtlinie zur Durchführung von Ausbreitungsrechnungen nach TALuft mit dem Programmsystem AUSTAL86, *Bundesanzeiger*, 131a, 288p.
- Culf A.D. et J.H.C. Gash, 1993: Longwave Radiation from Clear Skies in Niger: A Comparison of Observations with Simple Formulas. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 539-547.
- D'Agostino V. et A. Zelenka, 1992: Supplementing Solar Radiation Network Data by Co-kriging with Satellite Images. *Int.J.of Climatology*, **12**, 749-761.
- Davies J.A., McKay D.C., Luciani G. et M. Abdel-Wahab, 1988: Validation of models for estimating solar radiation on horizontal surfaces, Final Rept. for IEA Solar Heating and Cooling Programme Task 9, Phase I, Subtask B. Canadian Climate Centre, Atmosphere Environment Service, Downsview, Ontario M3H 5T4. 99p.
- Filliger P. et U. Nyffeler, 1993: Le nouveau réseau national d'observation des polluants atmosphériques (NABEL) est opérationnel. *Bulletin de l'OFEPF*, 1/93, Berne, 21-27.
- Hächler P., 1993: Konzept Netze 93, *Rapport de travail de l'ISM*, (en préparation).
- Heimo A., 1990: Durée d'insolation, II : Mesures de l'influence du seuil de sensibilité. *Rapport de travail de l'ISM*, No 158. 52p.
- Henselder R., 1986: TALuft Vorschriften zur Reinhaltung der Luft, Einleitung und Erläuterungen. *Bundesanzeiger*, 152p.
- Holtslag A.A.M. et A.P. Van Ulden, 1983: A Simple Scheme for Daytime Estimates of the Surface Fluxes from Routine Weather Data. *J. Appl. Meteor.*, **22**, 517-529.
- Idso S.B. et R.D. Jackson, 1969: Thermal Radiation from the Atmosphere. *J. Geoph. Res.*, **74**, 5397-5403.
- Monteith J.L. et M.H. Unsworth, 1990: Principles of Environmental Physics, 2. édition. *E. Arnold*.
- OMM, 1990: Guide des instruments et des méthodes d'observation météorologiques. 5.édition.
- OMM, 1991: Radiation and Climate (Second Workshop on Implementation of the Baseline Surface Radiation Network, Davos, Switzerland, 6-9 August 1991) WCRP-64, (WMO/TD-No.453).
- Paltridge G.W. et C.M.R. Platt, 1976: Radiative Processes in Meteorology and Climatology. Development in Atmospheric Science. Vol.5, *Elsevier*.
- Pasquill F. et F.B. Smith, 1983: Atmospheric diffusion. *Ellis Horwood limited*, 3. édition (1.ed.,1962)
- Polster G., 1969: Erfahrungen mit Strahlungs-, Temperaturgradient- und Windmessungen als Bestimmungsgrößen der Diffusionskategorien. *Met. Rundschau*, **22**, 170-175.
- Stahel W., 1993: Communication personnelle, Seminar für Statistik, ETH Zürich.
- Statsci, 1991: S-PLUS Reference Manual, version 3.0, Statistical Sciences, Inc. Seattle, Washington.
- Stull R.B., 1989: An Introduction to Boundary Layer Meteorology, *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, The Netherlands.
- Turner D.B., 1964: A Diffusion Model for an Urban Area. *J. Appl. Meteor.*, **3**, 83-91.
- Wasserfallen P., 1991: Projet COMRAD (COMparaison de RADiomètres), Descriptif et premier bilan. Rapport interne, Section météorologie de l'environnement, ISM, Payerne., 26p.
- Zelenka A., Bantle H. et D. Lazic, 1991: Horizons apparents ainsi qu'arcs diurnes calculés et observés pour les héliomètres du réseau ANETZ de l'ISM. *Rapport de travail de l'ISM*, No 166, 59p.
- Zelenka A., Czeplak G., D'Agostino V., Josefsson W., Maxwell E., Perez R., Noia M., Ratto C. et R. Festa, 1992: Techniques for Supplementing Solar Radiation Network Data. A Report of Task 9: Solar Radiation and Pyranometry Studies. Vol. 1-3. International Energy Agency, Solar Heating & Cooling Programme. Report No. IEA-SHCP-9D-1.

# Annexe 1

## Schémas de détermination des classes de stabilité atmosphérique (ou catégories de dispersion) à partir des mesures du réseau ANETZ. Adaptation aux schémas Pasquill-Turner et TALuft

### A 1.1 Remarques préliminaires

L'effet combiné du vent et du flux de chaleur sur la turbulence atmosphérique est de fait pris en compte dans la définition des catégories de dispersion (ou classes de stabilité). Les schémas de définition des catégories de dispersion utilisent une configuration précise des mesures météorologiques, dont on ne doit en principe pas trop s'écarter (par exemple, le vent a été mesuré à 10m/sol ou la base de mesure du gradient de température a été de 100m sur tour). Par contre, la mesure du vent utilisée pour établir la distribution du vent sous condition de la classe de stabilité, définie préalablement, peut être prise à un autre niveau/sol. D'ailleurs, les modèles de dispersion adaptent ou devraient adapter la valeur de la vitesse du vent à la hauteur effective du panache ou tout au moins à celle de la cheminée.

### A 1.2 Schémas originaux

Les schémas distinguent en général 6 ou 7 classes de stabilité atmosphérique désignées par les lettres A à F (resp. G) et avec la définition suivante:

Classe A :	très instable	Classe B :	instable
Classe C :	légèrement instable	Classe D :	neutre
Classe E :	stable	Classe F :	très stable

S'il y a besoin de simplification, le regroupement par paire A-B, C-D, E-F est acceptable.

#### A 1.2.1 Pasquill-Turner

La formulation de Pasquill des années 60 (Pasquill et Smith, 1983) est encore très utilisée aujourd'hui. Elle fut longtemps la seule à fournir une clef permettant de déduire les caractéristiques de dispersion de l'atmosphère à partir de paramètres météorologiques largement disponibles, puisqu'il s'agissait des données et observations synoptiques usuelles. Pasquill a surtout analysé la fluctuation du vent à 10 m/sol, tant dans sa vitesse que dans sa direction, et l'a mise en corrélation avec l'état thermodynamique de la basse atmosphère.

**Tableau A1.** Détermination des catégories de dispersion selon Pasquill

Vitesse du vent à 10.m (m/s)	JOUR			NUIT	
	Rayonnement solaire incident			modérément cou- vert ou nébulo- sité comprise entre 4/8 et 7/8	nébulosité ≤ 3/8
	Fort	Modéré	Faible		
<2	A	A-B	B	F	F
2-3	A-B	B	C	E	F
3-5	B	B-C	C	D	E
5-6	C	C-D	D	D	D
>6	C	D	D	D	D

De jour, ses **catégories de dispersion** (tableau A1) sont déterminées à partir de la vitesse du vent mesurée à 10 m/sol et de l'intensité de rayonnement solaire. Pendant la nuit (entre 1h avant le coucher du soleil et 1h après le lever du soleil), il utilise le vent et la nébulosité. Les classes

du rayonnement sont définies de la manière suivante:

- Par temps clair (nébulosité  $\leq 3/8$ ), le rayonnement solaire incident est fort lorsque la hauteur du soleil est  $\geq 60^\circ$  ; il est modéré lorsque cette hauteur est entre  $60^\circ$  et  $35^\circ$ , il est faible lorsque cette hauteur est entre  $35^\circ$  et  $15^\circ$  .
- Par temps moyennement couvert (nébulosité entre  $4/8$  et  $7/8$ ), on passe avec les mêmes hauteurs du soleil à la catégorie inférieure de rayonnement.
- Par temps entièrement couvert, on a la classe D, de nuit et de jour, quelque soit le vent.

Turner (1964) a introduit un indice de rayonnement lié à la hauteur du soleil et à la couverture nuageuse. Par ailleurs, si l'on dispose de mesures du rayonnement global G, la classification suivante est proposée:

Rayonnement fort	$G \geq 600 \text{ W/m}^2$
Rayonnement modéré	$300 < G < 600 \text{ W/m}^2$
Rayonnement faible	$G \leq 300 \text{ W/m}^2$

### A 1.2.2 TALuft

Les classes de dispersion sont aussi basées sur les données météorologiques synoptiques. Elles prennent en compte la vitesse du vent à 10 m/sol, la nébulosité, le type de nuage et l'époque de l'année. Ce schéma fut établi sur la base d'analyses de corrélation entre divers paramètres météorologiques près du sol réalisées en Allemagne dans les années 60 et 70. L'affranchissement de la position du soleil a résulté en de nombreuses conditions introduites pour tenir compte des périodes de l'année, ce qui rend la structure du schéma assez compliquée. Trois jeux de coefficients de dispersion sont disponibles en fonction de la hauteur effective du panache (50m, 100m, >150m). Le schéma et les valeurs des coefficients font partie des directives allemandes TALuft. Ils figurent dans une publication du Bundesminister der Justiz BRD (1987) sur le modèle de dispersion gaussien AUSTAL86 qui est l'application à la lettre des directives TALuft, ainsi que dans un ouvrage de Henselder (1986).

### A 1.2.3 Polster

Disposant de mesures de température à plusieurs niveaux sur tour et du bilan du rayonnement à Jülich (RFA), Polster (1969) a établi les corrélations avec les paramètres synoptiques proposés par Pasquill. Il a ainsi élaboré le schéma suivant (tableau A2) de classification des catégories de dispersion pour chacun de ces deux paramètres.

**Tableau A2.** Détermination des catégories de dispersion à partir du gradient de température, du bilan du rayonnement et de la vitesse du vent (d'après Polster, 1969)

vitesse du vent u (m/s)	Gradient de température ( $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ) entre 120 et 20 m/sol						
	$\leq -1.5$ très instable	-1.4 ... -1.2 moy. instable	-1.1 ... -0.9 légèr. instable	-0.8 ... -0.7 neutre	-0.6 ... -0.0 légèr. stable	0.1 ... 2.0 moy. stable	$> 2.0$ très stable
	Bilan du rayonnement $Q^*$ ( $\text{cal}/\text{cm}^2\text{min}$ )						
	$Q^* > 0$ : rayonnement résultant incident vers la bas				$Q^* < 0$ : rayonnement résultant émis vers le haut		
	$> 0.60$ fort	0.60 ... 0.35 moyen	0.34 ... 0.16 faible	0.15 ... 0.09 très faible	0.08 ... -0.01 quais indifférent	-0.02 ... -0.04 moyen	$\leq -0.05$ fort
0.0 - 0.9	A	A	B	C	D* (E)	G	G
1.0 - 1.9	A	B	B	C	D* (D)	G	G
2.0 - 2.9	A	B	C	D	D	E	F
3.0 - 4.9	B	B	C	D	D	D	E
5.0 - 6.9	C	C	D	D	D	D	E
$\geq 7.0$	D	D	D	D	D	D	D

Le vent utilisé par Polster est mesuré à 20m/sol, mais compte tenu d'effets d'obstacle, cette hauteur correspond à une hauteur (équivalente) de 10 m/sol. Le bilan du rayonnement est donné en unité cal/cm<sup>2</sup>min, le facteur de transformation en W/m<sup>2</sup> est 698. Le gradient de température et le bilan du rayonnement ne sont pas aisés à mesurer. En Suisse, les sites de centrales nucléaires disposent de hauts mâts météorologiques et permettent de mesurer le gradient de température. Quelques stations de mesures de l'ISM, dites stations de la couche de surface, fournissent, voire fourniront ce paramètre. Les bases de mesure inférieures à 100m augmentent l'importance des classes extrêmes, car les écarts sont plus importants près du sol. Le gradient de température mesuré sur pente est utilisable, moyennant des précautions quant à l'exposition des capteurs. Dans ce cas les classes extrêmes sont sous-estimées. La mesure du bilan du rayonnement est délicate et nécessite un contrôle assidu. Afin de simplifier l'application du schéma Polster, seule la classe D\*, non précisée par Polster par rapport aux coefficients de dispersion, a été renommé en E resp. D comme indiqué dans le tableau A2. Enfin les classes F (exceptionnelle chez Polster) et G ont été réunies en une seule classe F, étant donné que les directives allemandes TALuft (Henselder, 1986) ne fournissent les coefficients de dispersion que pour 6 classes.

### A 1.3 Schémas adaptés par l'ISM

Le schéma Polster nécessite des paramètres qui ne sont pas mesurés par les réseaux climatologiques, en particulier le réseau ANETZ de l'ISM. Les schémas classiques utilisent la couverture nuageuse qui n'est observée de manière suffisamment fine (toutes les 3 heures jour et nuit) qu'à quelques stations principales dites synoptiques. Les autres stations n'observent la couverture nuageuse que 3 fois par jour à 7, 13 et 19h, fréquence insuffisante pour permettre une interpolation temporelle (et par conséquent spatiale). Le besoin s'est donc présenté de définir un schéma de détermination des catégories de dispersion atmosphérique, qui utilise les données horaires disponibles dans le réseau ANETZ. On recherche la meilleure correspondance statistique avec le schéma TALuft, resp. avec le schéma Pasquill-Turner, afin de rendre acceptable l'utilisation très répandue des coefficients de dispersion étroitement liés à ces schémas.

Dans un premier temps afin de répondre rapidement à la demande, l'idée a été de trouver une paramétrisation simple du bilan du rayonnement diurne et nocturne pour appliquer le schéma de Polster. Tout d'abord l'analyse de la mesure horaire du rayonnement global G montre qu'elle est adéquate pour fixer la limite jour-nuit, soit:

$$\text{jour: } G > 5 \text{ W/m}^2 \qquad \text{nuit: } G \leq 5 \text{ W/m}^2$$

#### bilan du rayonnement diurne:

La corrélation effectuée sur 3 ans de mesures horaires (nov.1987 à oct.1990) sans la correction proposée au paragraphe 2.1.1) entre le bilan du rayonnement Q\* mesuré par le projet COMRAD et le rayonnement global G de la station ANETZ aboutit à la régression initialement adoptée:

$$Q^* = -13.06 + 0.60 G$$

avec un écart résiduel encore important de 50 W/m<sup>2</sup>. Cette erreur est due en partie au décalage temporelle entre les deux mesures Q\* et G. En tenant compte de la correction apportée sur la mesure du bilan et en corrélant celui-ci avec la mesure synchronisée G (COMRAD), on obtient

$$Q^* = -17.6 + 0.61 G + 0.0001 G^2$$

avec une erreur résiduelle de 30 W/m<sup>2</sup>.

#### bilan du rayonnement nocturne:

Une tendance statistique bien marquée existe entre le bilan et la différence de température à 2 m et à 5 cm/sol ( $\Delta t$ ). Sur la base de 3 années de mesures, cette tendance peut être décrite par la relation linéaire suivante:

$$Q^* = -10.79 - 10.36 \Delta t$$

L'écart résiduel de 16 W/m<sup>2</sup> est toutefois relativement important. Le projet COMRAD ne comprenant pas la température à 5 cm/sol, les mesures de température de la station ANETZ ont été utilisées, aussi un effet de décalage temporel est implicite.

Le pas suivant a consisté à comparer sur une année (déc.88 à nov.89) la stabilité calculée par les schémas originaux de Pasquill-Turner et TALuft avec celle fournie par le schéma de Polster et les relations présentées ci-dessus, puis de définir les éventuelles modifications des classes du bilan Q\*, de la différence de température et de la vitesse du vent u mesurée à 10 m/sol afin que la fréquence de chaque classe de stabilité s'approche au mieux de celles des schémas originaux. Cet exercice a montré que les 2 schémas Pasquill et TALuft se différencient trop pour envisager un schéma unique de substitution. Ceci d'autant plus qu'il est important de garder une homogénéité dans l'utilisation des coefficients de dispersion adoptés à l'origine de ces schémas. Pasquill-Turner correspond à des expériences de dispersion atmosphérique américaines effectuées sur de vastes régions plates alors que TALuft est issu d'expériences faites en Allemagne à Jülich et à Karlsruhe dans des conditions assez différentes. L'analyse a donc débouché sur les 2 adaptations suivantes.

### A 1.3.1 Adaptation au schéma Pasquill-Turner

Le schéma du tableau A3 a donc pour origine le schéma établi par Polster (tableau A2) utilisant le bilan du rayonnement et la vitesse du vent. Les modifications apportées aux classes du bilan du rayonnement Q\* et à la dénomination des cellules du tableau (<>), ainsi que la fixation des limites des classes de la différence de température 2m-5cm, résultent de la corrélation effectuée avec les catégories établies à partir du schéma Pasquill-Turner (Pasquill et Smith, 1983) basé sur la couverture nuageuse. Entre la détermination Pasquill-Turner et celle du tableau A2 (D\* modifié) avec les relations du bilan du rayonnement données au paragraphe A1.3, les fréquences de correspondance (sans modification) suivantes ont été obtenues pour chaque classe de stabilité:

Classe de stabilité	A	B	C	D	E	F
	83	65	28	47	36	91 %

Ce résultat montre que le 91% des cas de la classe F de Pasquill-Turner sont désignés comme tels par le schéma de substitution, mais que seulement 28% des cas de la classe C sont retrouvés. Les classes "Polster" de la vitesse du vent ont dû être modifiées. Il faut noter à ce sujet qu'à Jülich, pour une question d'effet d'obstacle, le vent est mesuré à 20 m/sol et que la correction par rapport à 10m reste approximative. Avec la configuration du tableau A3 les fréquences de concordance des différentes classes de stabilité sont:

Classe de stabilité	A	B	C	D	E	F
	76	76	53	65	55	77 %

**Tableau A3.** Détermination des catégories de dispersion, schéma de substitution adapté à Pasquill-Turner

Q: (W/m <sup>2</sup> ) ΔT: (K)	> 460	460 - 240	240 - 110	110 - 5	5 - -15 ≤ 1.0	-15 - -40 1.0 - 2.2	≤ -40 > 2.2
u: 0.0 0.7	A	<B>	B	C	<F>	<F>	<F>
0.8 1.4	A	B	B	C	<D>	<F>	<F>
1.5 2.9	A	B	C	D	D	E	F
3.0 4.4	B	<C>	C	D	D	<E>	E
4.5 5.9	C	C	D	D	D	D	<D>
≥ 6.0 (m/s)	D	D	D	D	D	D	D

<> modification par rapport à l'original de Polster (1969)

### A 1.3.2 Adaptation au schéma TALuft

La procédure d'adaptation est similaire à celle appliquée au Schéma Pasquill-Turner. De par leur origine, les schémas Polster et TALuft ont un degré d'apparement beaucoup plus grand que celui de Pasquill-Turner. Entre la détermination TALuft et celle du tableau A2 (D\* modifié) avec les relations du bilan du rayonnement données au paragraphe A1.3, les fréquences de correspondance suivantes (de départ) ont été obtenues pour chaque classe de stabilité:

Classe de stabilité	A	B	C	D	E	F
	53	57	26	54	24	92 %

Pour améliorer la correspondance, aucune modification des classes de vitesse du vent ne fut nécessaire et celle appliquée aux classes du bilan du rayonnement est restée modérée. Les limites des classes de la différence de température 2m-5cm sont plus basses que pour Pasquill. Quelques modifications dans la dénomination des cellules du tableau (< >) se sont quand même avérées nécessaires. Avec la nouvelle configuration (tableau A4), les fréquences de concordance des différentes classes de stabilité sont:

Classe de stabilité	A	B	C	D	E	F
	70	59	59	62	56	86 %

En cumulant les classes A et B, C et D, E et F, on obtient respectivement les fréquences de correspondance 84, 76 et 86%.

**Tableau A4.** Détermination des catégories de dispersion, schéma de substitution adapté à TALuft

Q: (W/m <sup>2</sup> ) ΔT: (K)	> 390	390 - 240	240 - 80	80 - 5	5 - -7 ≤ 0.6	-7 - -28 0.6 - 1.5	≤ -28 > 1.5
u: 0.0 0.9	A	A	B	C	<E>	<F>	<F>
1.0 1.9	A	B	B	C	<E>	<E>	<F>
2.0 2.9	A	B	C	<C>	D	<D>	<B>
3.0 4.9	<A>	B	C	<C>	D	D	<D>
5.0 6.9	<B>	C	D	D	D	D	<D>
≥ 7.0 (m/s)	D	D	D	D	D	D	D

<> modification par rapport à l'original de Polster (1969)



## Annexe 2

### Algorithmes pour l'estimation de la nébulosité totale

Soit RR = précipitation,  $h_{rel}$  = humidité relative,  $u$  = vitesse du vent en m/s  
G = rayonnement global à 2 m/sol, S = durée d'ensoleillement  
 $\Delta t$  = différence de température entre 2 m et 5 cm/sol  
N = nébulosité totale en huitième  
 $\phi$  = hauteur du soleil

**nuit** :  $G < 5 \text{ W/m}^2$  et  $\sin\phi \leq 0.05$ , méthode "Albisser"

Si RR = 0 et  $\Delta t \leq 0$  et  $h_{rel} \geq 94.5$  et  $u \leq 1.2$

alors N = 9

Si RR > 0 ou ( $\Delta t \leq 0$  et  $h_{rel} < 94.5$ ) ou ( $\Delta t \leq 0$  et  $h_{rel} \leq 94.5$  et  $u > 1.2$ ) ou ( $\Delta t > 0$  et  $\Delta t \leq 0.7$ )

alors N = 8

Si RR = 0 et  $\Delta t > 0.7$  et  $\Delta t \leq 1.2$

alors N = 7

Si RR = 0 et  $\Delta t > 1.2$  et  $\Delta t \leq 1.5$

alors N = 6

Si RR = 0 et  $\Delta t > 1.5$  et  $\Delta t \leq 1.6$

alors N = 5

Si RR = 0 et  $\Delta t > 1.6$  et  $\Delta t \leq 1.7$

alors N = 4

Si RR = 0 et  $\Delta t > 1.7$  et  $\Delta t \leq 2.0$

alors N = 3

Si RR = 0 et  $\Delta t > 2.0$  et  $\Delta t \leq 2.2$

alors N = 2

Si RR = 0 et  $\Delta t > 2.2$  et  $\Delta t \leq 2.3$

alors N = 1

Si RR = 0 et  $\Delta t > 2.3$

alors N = 0

**nuit** :  $G < 5 \text{ W/m}^2$  et  $\sin\phi \leq 0.05$ , méthode "Albisser modifié"

Pour une meilleure adaptation à la distribution des classes de la nébulosité observée N = 1 à 8, les classes  $\Delta t$  suivantes ont été retenues:

Si RR = 0 et  $\Delta t \leq 0$  et  $h_{rel} \geq 94.5$  et  $u \leq 1.2$

alors N = 9

Si RR > 0 ou ( $\Delta t \leq 0$  et  $h_{rel} < 94.5$ ) ou ( $\Delta t \leq 0$  et  $h_{rel} \leq 94.5$  et  $u > 1.2$ ) ou ( $\Delta t > 0$  et  $\Delta t \leq 0.8$ )

alors N = 8

Si RR = 0 et  $\Delta t > 0.8$  et  $\Delta t \leq 1.3$

alors N = 7

Si RR = 0 et  $\Delta t > 1.3$  et  $\Delta t \leq 1.7$

alors N = 6

Si RR = 0 et  $\Delta t > 1.7$  et  $\Delta t \leq 2.1$

alors N = 5

Si RR = 0 et  $\Delta t > 2.1$  et  $\Delta t \leq 2.4$

alors N = 4

Si RR = 0 et  $\Delta t > 2.4$  et  $\Delta t \leq 2.6$

alors N = 3

Si RR = 0 et  $\Delta t > 2.6$  et  $\Delta t \leq 2.9$

alors N = 2

Si RR = 0 et  $\Delta t > 2.9$  et  $\Delta t \leq 3.2$

alors N = 1

Si RR = 0 et  $\Delta t > 3.2$

alors N = 0

**jour** :  $G \geq 5 \text{ W/m}^2$ , méthode “durée d’ensoleillement”

Si  $RR = 0$  et  $\Delta t \leq 0$  et  $h_{\text{rel}} \geq 94.5$  et  $u \leq 1.2$

alors  $N = 9$

Si  $(RR > 0$  et  $S = 0)$  ou  $S = 0$

alors  $N = 8$

Si  $(RR > 0$  et  $S > 0$

alors  $N = 7$

Si  $(RR = 0$  et  $S > 0$

alors  $N = 1 - S$

option: Moyennage de la durée d’ensoleillement

$S = \bar{S}$  (moyenné sur 3 heures consécutives)

option: Introduction de la nébulosité observée et extrapolée à  $\pm 1$  heure

$N(6h \pm 1, 12h \pm 1, 18h \pm 1) =$  nébulosité observée à 6, 12 et 18 heures

**jour** :  $G \geq 5 \text{ W/m}^2$ , méthode “rapport rayonnement global / rayonnement global par ciel clair”

Si  $RR = 0$  et  $\Delta t \leq 0$  et  $h_{\text{rel}} \geq 94.5$  et  $u \leq 1.2$

alors  $N = 9$

Si  $(RR > 0$  et  $S = 0)$  ou  $S = 0$

alors  $N = 8$

Si  $(RR > 0$  et  $S > 0$

alors  $N = 7$

Si  $(RR = 0$  et  $S > 0$

alors  $N = |1 - G / G_0|$  si  $N > 1.125$  alors  $N = 1/N$

option: Moyennage sur le rapport rayonnement global / rayonnement global par ciel clair

$G / G_0 = \bar{G} / \bar{G}_0$  (rapport moyenné sur 3 heures consécutives)

option: Introduction de la nébulosité observée et extrapolée à  $\pm 1$  heure

$N(6h \pm 1, 12h \pm 1, 18h \pm 1) =$  nébulosité observée à 6, 12 et 18 heures et extrapolée sur l’heure précédente et suivante

## Annexe 3

### Calcul de la hauteur du soleil (Holtslag et Van Ulden, 1983)

Le numéro  $d$  du jour de l'année est déterminé à partir du numéro  $M$  du mois et du numéro  $D$  du jour dans le mois par la relation suivante:  $d = 30(M-1) + D$

Connaissant  $d$ , la longitude du soleil  $LS$  (rad.) et son inclinaison  $\delta$  sont calculées par les relations

$$LS = 4.871 + 0.0175d + 0.033 \sin(0.0175d)$$

$$\delta = \arcsin(0.398 \sin(LS))$$

Ainsi, l'angle de rotation de la terre  $h$  pour amener le méridien d'un site donné de longitude ouest  $\lambda$  au temps universel  $t$  en heures est déterminé par

$$h = -\lambda + 0.043 \sin(2LS) - 0.033 \sin(0.0175d) + 0.262t - \pi$$

Enfin pour le site de latitude  $\psi$  (rad.), l'élévation du soleil  $\phi$  se déduit, avec une précision de 0.05 rad., de la relation

$$\sin\phi = \sin\delta \sin\psi + \cos\delta \cos\psi \cos(h)$$

A noter que par rapport au temps universel  $t$ , une mesure du rayonnement global horaire prise au temps local  $t_l$  (heure d'hiver) est décalée comme suit:  $t = (t_l - 0.5) - 1$ . Pour les données ANETZ, la correction est  $t = t + 0.17$  en raison de l'organisation de l'acquisition des données.

### Estimation du rayonnement global par ciel clair

Les coefficients du polynôme ci-après ont été calculés à partir de l'élévation calculée du soleil  $\sin\phi$  et du rayonnement global mesuré à la station ANETZ de Payerne en absence de nébulosité. L'erreur résiduelle est inférieure à 5 W/m<sup>2</sup>. La justification du polynôme d'ordre 4 est basée sur le comportement différent des mesures lorsque le soleil est bas. La limite de ce changement se situe vers  $\sin\phi = 0.15$ . Les calculs seront faits par la suite avec l'ajustement suivant: un facteur d'interception de 10 au lieu de 13 afin de corriger quelque peu le sens des écarts aux basses valeurs de  $\sin\phi$ .

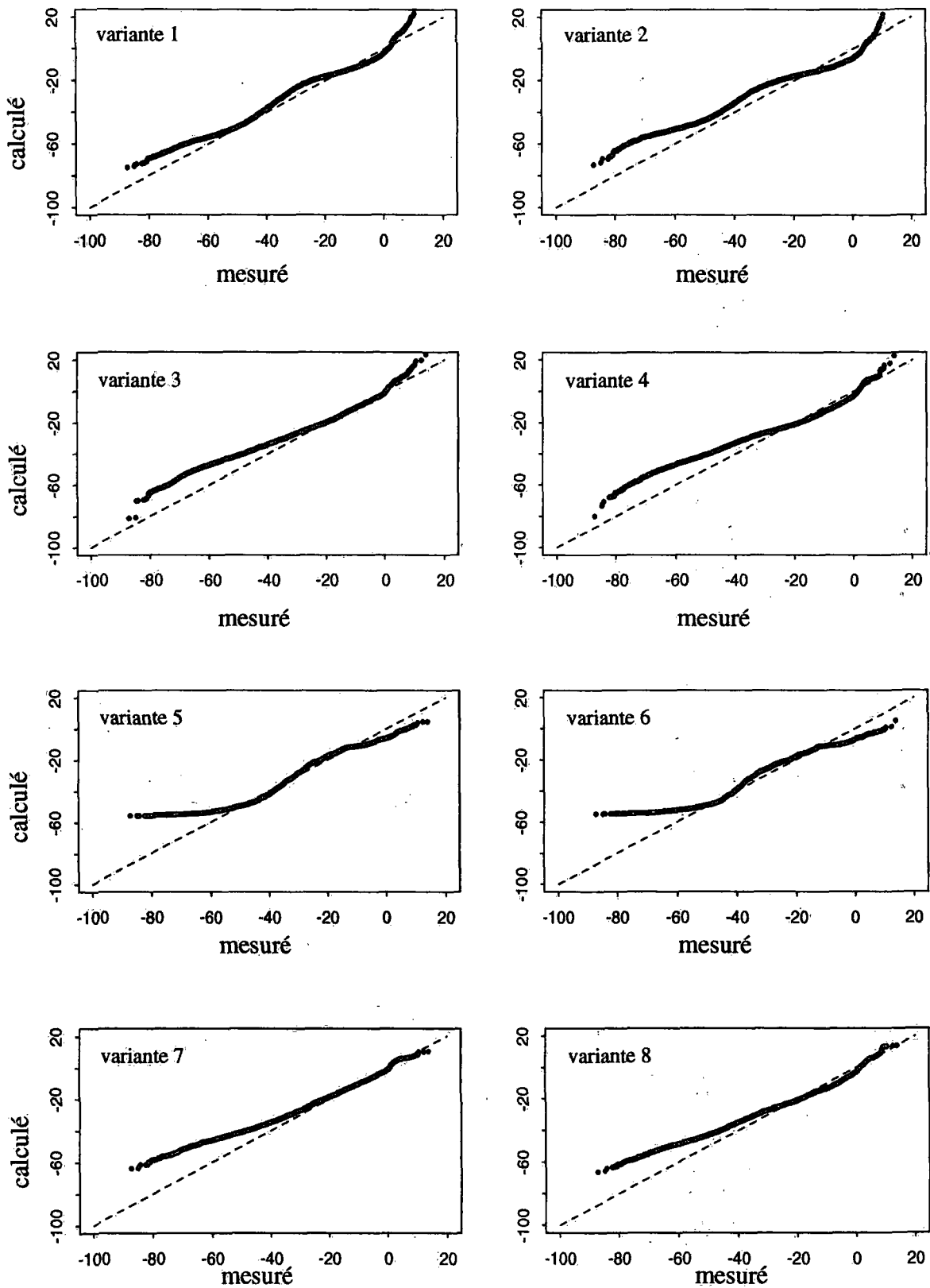
$$G_0 = 13 + 371 \sin\phi + 2226 (\sin\phi)^2 - 2672 (\sin\phi)^3 + 1117 (\sin\phi)^4$$

Cette relation remplace les 2 relations linéaires

$$G_0 = 569 \sin\phi + 13 \quad \text{pour } \sin\phi < 0.15$$

$$G_0 = 1118 \sin\phi - 69 \quad \text{pour } \sin\phi > 0.15$$

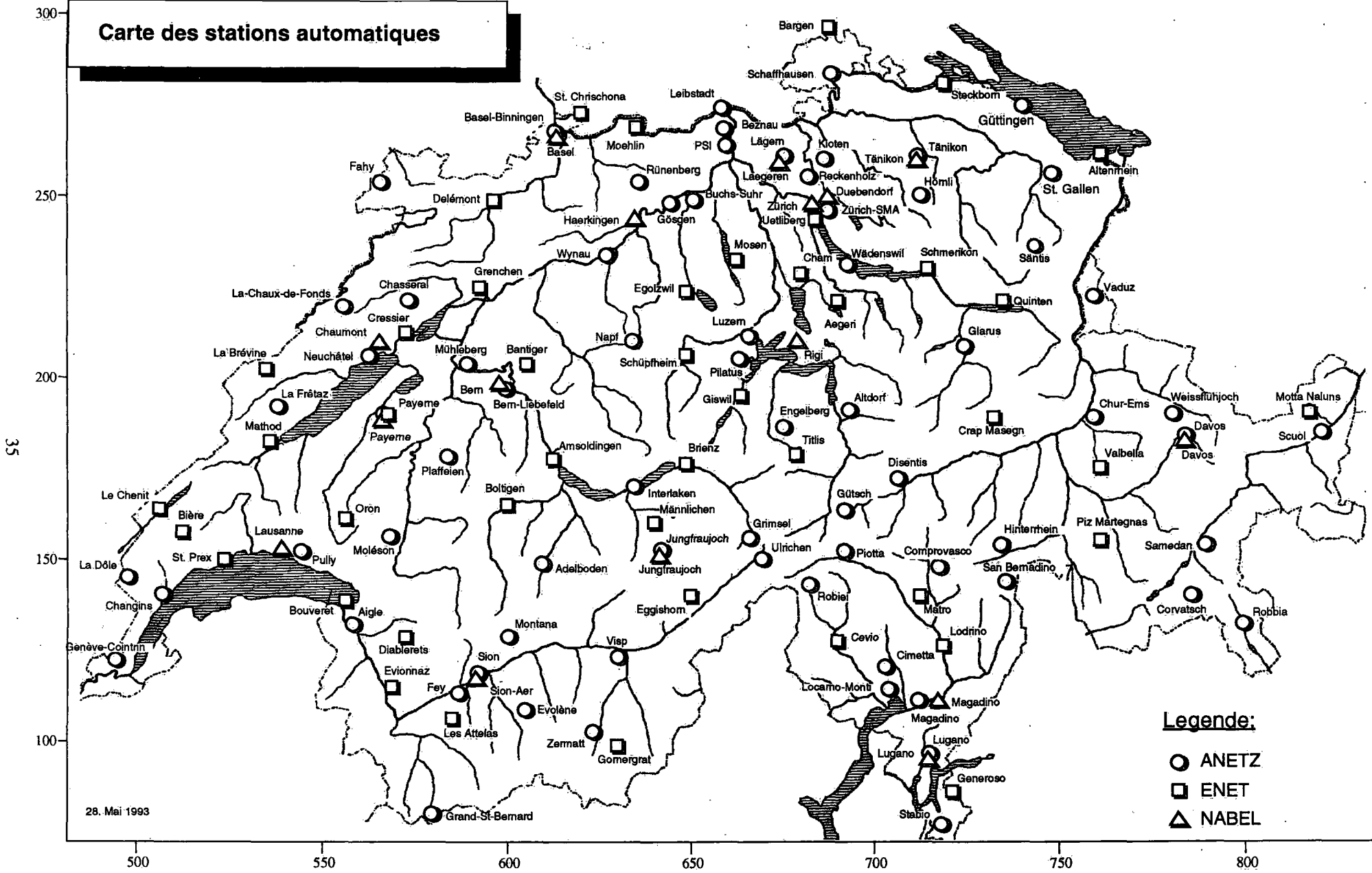
## Annexe 4



Distributions du bilan du rayonnement nocturne en  $W/m^2$  calculé par les variantes 1 à 8 (voir paragraphe 4.5.1, tableau 5) comparées à la distribution obtenue par la mesure.



# Carte des stations automatiques



28. Mai 1993

## Legende:

- ANETZ
- ENET
- △ NABEL

