



**UN MODELE HYDROLOGIQUE  
DU GLACIER ZONGO**

P. RIGAUDIERE (ORSTOM)  
P. RIBSTEIN (ORSTOM)  
B. FRANCOU (ORSTOM)  
B. POUYAUD (ORSTOM)  
R. SARAVIA (COBEE)

MARS 1995

**INFORME N°44**  
**ORSTOM - BOLIVIE**

**UN MODELE HYDROLOGIQUE  
DU GLACIER ZONGO**

**P. RIGAUDIERE (ORSTOM)**  
**P. RIBSTEIN (ORSTOM)**  
**B. FRANCOU (ORSTOM)**  
**B. POUYAUD (ORSTOM)**  
**R. SARAVIA (COBEE)**

**MARS 1995**

*couverture : station hydrométrique du Glacier Zongo à 4880 m*

(photographie de Bruno Pratx)

# SOMMAIRE

<b>1. INTRODUCTION</b>	1
1.1. Présentation du glacier du Huayna Potosi	1
1.2. Equipements et études effectuées	1
1.3. Un modèle d'écoulement	1
<b>2. LES DONNEES DISPONIBLES</b>	3
2.1. Présentation du dispositif de mesures	3
2.2. Station de mesure a 4830 mètres	4
2.3. Station de mesure a 5200 mètres sur le glacier	4
2.4. Autres	4
2.4.1. Mesures à la Plataforma Zongo	4
2.4.2. Equipement de la moraine	5
2.4.3. Equipement pour les mesures glaciologiques	5
<b>3. LES FONDEMENTS DU MODELE</b>	7
3.1. Quelques exemples de modèles déjà existant	7
3.2. Idées de départ	8
3.2.1. Objectifs	8
3.2.2. Sectorisation du glacier	8
3.2.3. Bilan d'énergie et modèle réservoir	9
3.3. Fondements théoriques	10
3.3.1. Introduction	10
3.3.2. L'équation de l'énergie	10
<b>4. MODELISATION DES DIFFERENTS TERMES</b>	13
4.1. Définitions d'outils préalables à la modélisation	13
4.1.1. Profil de température et de densité	13
4.1.2. L'équation de la chaleur	15
4.1.3. Estimation de la nébulosité	16
4.1.4. Définition d'un coefficient de pression	17
4.1.5. Calcul de la pression de vapeur d'eau	18
4.2. Bilan radiatif sur le glacier	18
4.2.1. Courtes longueurs d'ondes	18
4.2.2. Rayonnement du sol	19
4.2.3. Rayonnement atmosphérique	20
4.3. Flux de chaleur	21
4.3.1. Introduction	21
4.3.2. Flux de chaleur sensible	22
4.3.3. Flux de chaleur latente	23
4.4. Apports par les couches inférieures	24
4.5. Réchauffement / refroidissement du manteau neigeux	24
4.6. Apports de chaleur par les précipitations	25
4.7. Terme de fonte	25
4.8. Termes supplémentaires	26
4.8.1. Chaleur libérée par le regel	26
4.8.2. Débit ruisselé	27
4.9. Modélisation de la fonte sur la moraine	28
4.10. Modèle réservoir	29

<b>5. FONCTIONNEMENT DU MODELE</b>	31
5.1. Les entrées du modèle	31
5.2. Principe général du fonctionnement	31
5.3. Résolution de l'équation de la chaleur	32
5.4. Cas particuliers regel et ruissellement	34
5.5. Synthèse du fonctionnement	34
5.6. Organigramme du modèle	36
	37
<b>6. PRESENTATION D'UN MODELE SIMPLIFIE</b>	37
	37
6.1. Introduction	37
6.2. Simplifications par rapport au modèle complet	37
6.3. Introduction de coefficients	38
6.3.1. Coefficient d'inertie thermique	38
6.3.2. Coefficient de saisonnalité	38
	39
<b>7. MISE EN OEUVRE</b>	39
7.1. Données utilisées	39
7.2. Sectorisation du glacier	44
7.3. Optimisation	45
	47
<b>8. RESULTATS</b>	47
8.1. Synthèse des reconstitutions effectuées	47
8.2. Modèle complet	48
8.2.1. Reconstitution d'octobre 93 à août 94	48
8.2.2. Calage croisé	51
8.2.3. Validation sur septembre et octobre 94	52
8.2.4. Année 93 avec des entrées calculées	52
8.2.5. Fonctionnement à petit pas de temps	54
8.2.6. Conclusion	55
8.3. Modèle simplifié	55
8.3.1. Présentation des reconstitutions	55
8.3.2. Echec du modèle simplifié	56
	57
<b>9. ANALYSE POUR LE MODELE COMPLET</b>	57
9.1. Etude des différents apports	57
9.1.1. Apports des différents secteurs du glacier	57
9.1.2. Apports des moraines	58
9.1.3. Effets des réservoirs linéaires	59
9.2. Etude des différents termes	59
9.2.1. Bilan radiatif et terme de réchauffement/refroidissement	59
9.2.2. Flux de chaleur sensible et latente	62
9.2.3. Terme de regel	64
9.2.4. Terme d'apports par les couches inférieures	64
9.2.5. Terme de ruissellement	64
9.3. Evolution du profil de température	66
9.3.1. Evolution au pas de temps 6 heures	66
9.3.2. Evolution sur l'année en moyenne journalière	69

<b>9.4. sensibilité du modèle</b>	70
9.4.1. Synthèse des essais effectués	70
9.4.2. Influence du pas de temps	70
9.4.3. Influence de la sectorisation	72
9.4.4. Influence des paramètres du modèle	74
9.4.5. Remplacement du bilan radiatif calculé par Rnet mesurée	75
9.4.6. Remplacement de l'albédo calculé par l'albédo mesuré	76
<b>9.5. Comparaison avec une approche statistique</b>	77
<b>9.6. Utilisation en simulation (sensibilité aux entrées)</b>	78
9.6.1. Synthèse des simulations effectuées	78
9.6.2. Modification des températures	79
9.6.3. Modification des précipitations	80
9.6.4. Modification de la radiation globale	82
9.6.5. Modification de l'humidité relative	83
<b>10. CONCLUSION</b>	85
<b>10.1. Généralités</b>	85
<b>10.2. Bilan des reconstitutions et des essais</b>	85
<b>10.3. Limites du modèle</b>	86
<b>10.4. Améliorations et perspectives</b>	86
<b>BIBLIOGRAPHIE</b>	89

## **1. INTRODUCTION :**

### **1.1. PRESENTATION DU GLACIER DU HUAYNA POTOSI :**

Le glacier du Zongo fait partie du massif du Huayna Potosi, dans la Cordillère Royale, située en Bolivie. Il occupe la majeure partie du bassin versant étudié, dont la surface totale est de 3 km<sup>2</sup>, et la surface englacée de 2,1 km<sup>2</sup>. La surface du bassin versant non occupée par le glacier principal se compose de deux moraines latérales, et de petites aires englacées connectées hydrologiquement au glacier, mais pas glaciologiquement (voir figure 1). Le bassin versant est compris entre 4830 mètres et 6000 mètres d'altitude. Il est exposé à l'est dans sa partie basse, et au sud dans sa partie supérieure [Francou et al., in press; Ribstein et al., 1995].

### **1.2. EQUIPEMENTS ET ETUDES EFFECTUEES :**

Le programme d'étude de ce bassin versant présente des aspects hydrologiques, glaciologiques et météorologiques. Il a été entrepris au cours de l'année 1991, année de mise en place des pièces maîtresses du dispositif de mesure : la station hydrométrique à 4830 mètres, destinée à enregistrer en continu le débit du torrent émissaire du glacier, le réseau de balises sur le glacier, destiné à une étude de bilan-vitesse, et les pluviomètres totalisateurs (voir figure 1).

Depuis cette date, d'autres dispositifs de mesures ont été installés, permettant une diversification tant des sites de mesures que des variables mesurées. En particulier, deux stations Campbell ont été mises en place, l'une à 4830 mètres sur la moraine, l'autre à 5200 mètres sur le glacier. Outre les mesures déjà citées, le réseau de mesures actuel permet maintenant d'évaluer des gradients pluviométriques et de températures sur tout le bassin versant, et de mesurer un bilan radiatif et diverses variables météorologiques.

### **1.3. UN MODELE D'ECOULEMENT :**

Depuis 1991, nous disposons donc sur le bassin versant de mesures nombreuses et variées, en particulier :

- d'un enregistrement en continu du débit du torrent émissaire,
- de mesures de températures en divers points du bassin versant. Celles-ci permettent en particulier de connaître des gradients de températures à l'échelle du bassin, mais aussi des gradients à la surface du glacier,
- de mesures de radiations et d'albédo, qui permettent de quantifier divers bilans radiatifs (de courtes longueurs d'onde et de grandes longueurs d'onde),
- de mesures de précipitations,
- de mesures de vitesses du vent,
- de mesures d'humidité relative.

Toutes ces données sont autant d'éléments nécessaires à une étude quantitative de l'écoulement. Elles doivent permettre le développement d'un modèle de débit à la sortie du glacier. Ce modèle pourra inclure des approches hydrologiques et météorologiques ou micro-météorologiques.

L'intérêt d'un tel modèle est multiple :

- son développement passe bien entendu par la compréhension des phénomènes qui interviennent dans la formation du débit obtenu à l'exutoire du bassin versant. En particulier, il s'agira d'identifier les variables et les processus directement liés à l'écoulement,

- un tel modèle permettra la reconstitution de lacunes, relativement nombreuses dans les enregistrements faits à la station hydrométrique,

- ou bien encore pourront être mises en oeuvre la simulation de divers scénarios, de réchauffement, de refroidissement ou de sécheresse par exemple, de façon à étudier la réponse du glacier à certains événements.

Ce rapport s'ouvre par une présentation des mesures effectuées dans le bassin versant du glacier Zongo. Il explique ensuite en détail les principes et le fonctionnement du modèle d'écoulement. Il présente enfin diverses reconstitutions ou simulations de débit, ainsi qu'une analyse détaillée des résultats.

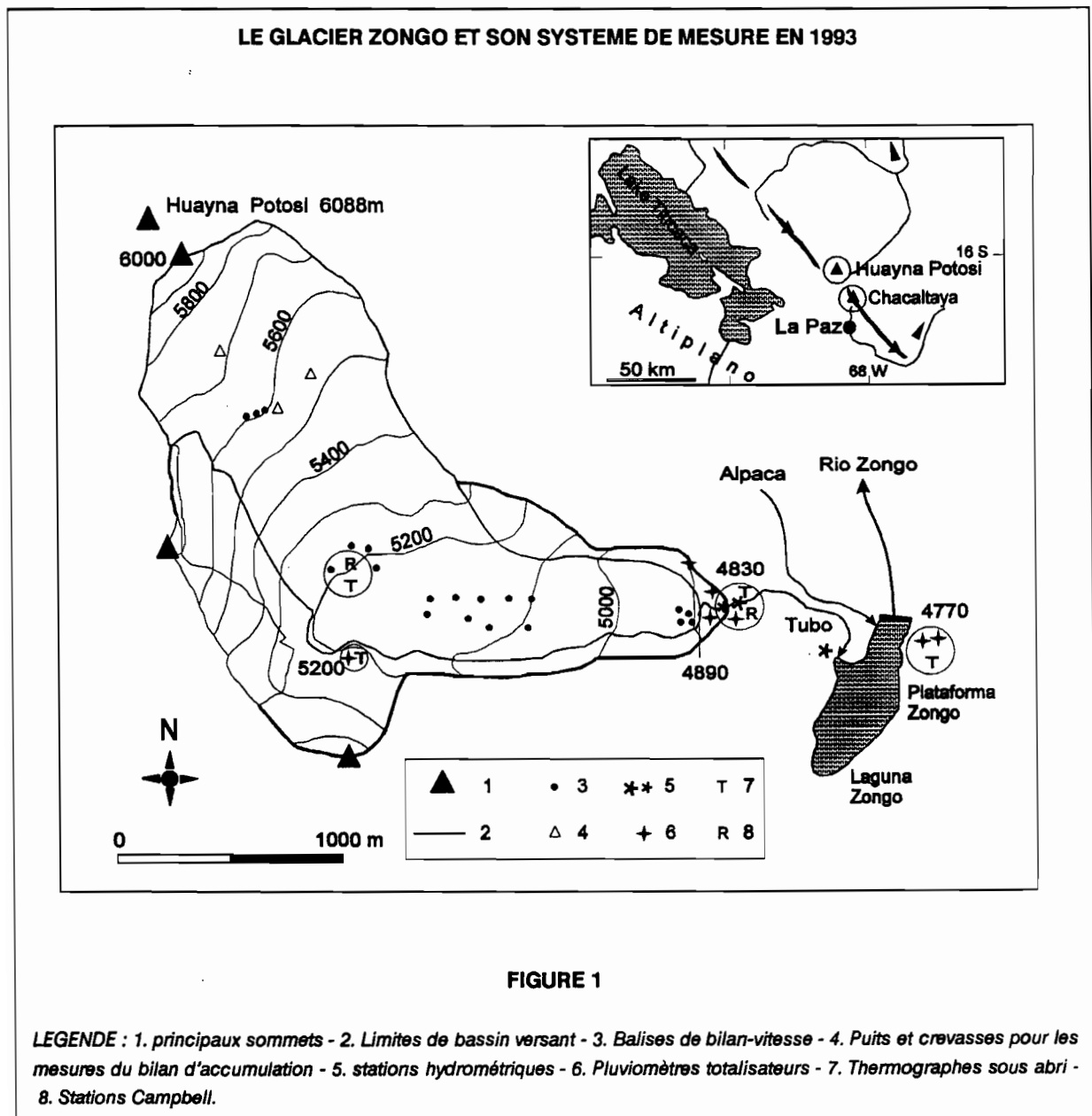


## 2. LES DONNEES DISPONIBLES :

### 2.1. PRESENTATION DU DISPOSITIF DE MESURES :

Le bassin versant du glacier Zongo, et plus particulièrement le glacier lui-même, a commencé à être équipé à partir de 1991, de façon à pouvoir mettre en oeuvre diverses mesures hydrologiques, glaciologiques et météorologiques. La figure 1 représente le bassin versant lui-même, ainsi que les emplacements des différents équipements et stations qui seront décrits dans les paragraphes suivants.

Le dispositif de mesures, tel que présenté sur la figure 1, comprend essentiellement deux stations Campbell, une station limnimétrique, un réseau de balises pour des mesures de bilan-vitesse, un réseau de pluviomètres totalisateurs, et divers thermographes et pluviomètres.



## **2.2. STATION DE MESURE A 4830 METRES :**

La première station de mesure qui équipe le bassin versant est située à 4830 mètres d'altitude, soit environ une centaine de mètres plus bas que le front du glacier (voir figure 1). Cette station est constituée de :

- **une station limnimétrique** : cette station est munie d'un déversoir triangulaire. La hauteur d'eau dans la retenue, correspondant au débit drainé par la totalité du bassin versant, est enregistrée en continu par un limnigraphe à flotteur, installé en septembre 1991. Ce dispositif a été complété, en octobre 1994, par un limnigraphe électronique CHLOE, destiné à terme à remplacer le limnigraphe à bande.

- **une station Campbell** : elle a été installée en février 1993, et fournit les données suivantes, sous la forme de moyennes sur une demi heure (les mesures étant effectuées toutes les 15 secondes) :

- la température de l'air (mesurée à deux mètres du sol),
- la radiation globale (mesurée par un pyranomètre LICOR),
- les précipitations (mesurées par un pluviomètre à augets basculeurs, depuis mai 1994 seulement).

## **2.3. STATION DE MESURE A 5200 METRES SUR LE GLACIER :**

A l'altitude de 5200 mètres, soit à peu près au niveau de la ligne d'équilibre, le glacier est équipé depuis octobre 1993 d'une station Campbell. Celle-ci effectue une mesure de tous les appareils toutes les 15 secondes, et fournit une valeur moyenne demi horaire de toutes les variables mesurées. Elle comprend les équipements suivants :

- 1 thermomètre " bas ", qui mesure la température de l'air à 30 centimètres du sol environ,
- 1 capteur de température et d'humidité (que nous appellerons thermomètre " haut "), qui donne la température de l'air et l'humidité relative à environ 180 centimètres du sol,
- 1 anémomètre, qui mesure la vitesse du vent à environ 220 centimètres du sol (si celle-ci est supérieure à 0.40 m/s, l'anémomètre ne se mettant à tourner qu'à partir de ce seuil),
- 2 pyranomètres LICOR donnant, l'un la radiation du ciel de courtes longueurs d'onde, l'autre la radiation réfléchie du glacier de courtes longueurs d'onde. Le rapport de ces deux mesures fournit l'albédo. Les mesures sont effectuées à 80 centimètres du sol environ.
- 1 bilanmètre, qui fournit la radiation nette, c'est à dire le bilan de radiation sur toutes les longueurs d'onde. Cette mesure est effectuée à la même hauteur que les précédentes (80 centimètres du sol environ).

D'autre part, le dispositif initial a été complété par l'installation des appareils suivants :

- une "sonde à neige" a été installée en mai 94. Elle effectue toutes les demi-heures une mesure de la distance située entre sa partie basse et le sol.
- en octobre 1994 ont été mises en place 4 sondes destinées à mesurer la température de la neige/glace à différentes profondeurs (environ 50, 100 et 150 centimètres).
- en janvier 1995, une dizaine de thermocouples ont été placés à l'interface air/neige (respectivement aux hauteurs -100, -60, -40, -20, 0, +20, +40, +60, +80 et +100 centimètres). Ils sont destinés à étudier l'évolution des températures dans cette couche.

## **2.4. AUTRES :**

### **2.4.1. Mesures à la Plataforma Zongo :**

La Plataforma Zongo, située à 4770 mètres d'altitude, à l'extérieur du bassin versant du glacier et à quelques centaines de mètres du front (voir figure 1), est équipée des matériels suivants :

- 1 thermographe à bandes papier, qui enregistre, depuis juillet 1991, la température de l'air en continu,
- 1 pluviomètre à augets basculeurs, relié à un enregistreur à bande. Cet appareil a fonctionné

sans période de lacune jusqu'en décembre 1993.

- 1 pluviomètre de la COBEE (Compagnie Bolivienne d'Energie Electrique), dont un relevé est effectué quotidiennement à 7H00 du matin. La valeur lue, correspondant aux précipitations tombées entre 7H00 du matin la veille et 7h00 du jour courant, est affectée au jour de lecture. En saison des pluies, les précipitations se produisent généralement entre midi et la fin de l'après midi. Dans la majorité des cas, les données de pluies journalières correspondant à ce pluviomètre sont donc décalées d'une journée.

----- un pluviomètre totalisateur installé en septembre 1994, destiné essentiellement à contrôler les données du pluviomètre COBEE.

#### **2.4.2. Equipement de la moraine :**

Un réseau de pluviomètres totalisateurs permet d'étudier les précipitations (en particulier les gradients) en divers points du bassin versant (voir figure 1). Ces pluviomètres, répartis sur la moraine dans la zone d'ablation, ont une surface de captation de 2000 cm<sup>2</sup>. Ils sont relevés régulièrement au début de chaque mois.

De plus, à l'altitude de 5220 mètres, la moraine droite est équipée d'un thermomètre OMNIDATA, qui enregistre la température de l'air au pas de temps 2 heures. Un pluviomètre totalisateur, relevé tous les mois, est également installé à proximité.

#### **2.4.3. Equipement pour les mesures glaciologiques :**

Pour les mesures glaciologiques le glacier est équipé de la façon suivante [Francou et al., 1992] :

- 15 balises de bilan-vitesse dans la zone d'ablation entre 5200 et 4900 mètres,
- quelques balises destinées à mesurer l'accumulation en partie haute,
- 2 lignes de blocs peints perpendiculaires au glacier entre 5200 et 5100 m.

Les mesures effectuées sont les suivantes :

- un relevé mensuel des balises (mesure de bilan),
- une mesure annuelle de l'accumulation en partie haute, au niveau des balises, et dans des crevasses,
- une mesure topographique annuelle de chaque balise et de chaque bloc peint (angles horizontaux et verticaux), à partir de quatre bases situées sur la moraine droite,
- un positionnement topographique annuel du front.



### 3. LES FONDEMENTS DU MODELE :

#### 3.1. QUELQUES EXEMPLES DE MODELES DEJA EXISTANT :

De nombreux modèles d'écoulement incluant des processus de fonte nivale ou glacière existent déjà. Ils se rapportent à diverses situations, plus ou moins proches de celles du glacier Zongo. Ils traitent essentiellement de la fusion de névés ou de glaciers considérés isolément, ou bien incluent ces derniers dans des bassins versants comprenant des secteurs non englacés ou non enneigés. D'autre part, ils peuvent avoir une approche globale, qui consiste à considérer le bassin versant dans son intégralité, ou ponctuelle, qui consiste à étudier les phénomènes de façon beaucoup plus localisée, et souvent beaucoup plus précise.

L'objet de ce paragraphe est de citer quelques uns de ces modèles, de façon non exhaustive et très brève, simplement pour donner un aperçu des diverses démarches existantes. Ces démarches peuvent d'ailleurs se classer selon deux groupes :

**a) démarches conceptuelles :** ces démarches ne laissent en général que peu de place à l'aspect physique des phénomènes. Elles se fondent généralement sur des séries de mesures suffisamment longues, qui permettent la recherche de liens entre les entrées du système (variables météorologiques, stocks de neige ...) et la sortie (l'écoulement) [Lang, 1968 et 1973].

On peut considérer par exemple que les modèles qui font intervenir un "degree day" font partie de cette catégorie. Le degree day consiste à modéliser la fonte comme proportionnelle à un écart de température ( $T_{\text{air}} - T_{\text{référence}}$ ). Cette hypothèse simple permet cependant de développer des modèles complexes. Braun et al. [1993], par exemple, font intervenir un taux de fonte (c'est à dire le coefficient multiplicatif de l'écart de température) dépendant de la période de l'année, et de l'état de surface du glacier, et couplent leur modèle de fonte à un modèle de percolation et transport par réservoir.

**b) démarches déterministes :** ces démarches, contrairement aux précédentes, privilégient la physique des phénomènes. Elles s'appuient donc en général sur des séries de données pas nécessairement aussi longues, mais souvent plus précises, c'est à dire concernant des variables plus nombreuses, mesurées à des pas de temps plus fins. Elles tentent généralement d'expliquer les phénomènes de fonte en incluant divers processus énergétiques, thermodynamiques, micro-météorologiques et hydrologiques. Nous retiendrons par exemple les modèles suivants :

- Oerther et Reinwarth [1988] ont développé sur le glacier du Vernagtferner (Alpes autrichiennes) un modèle de fonte qui s'appuie sur le calcul d'un bilan énergétique, faisant intervenir la radiation globale, la radiation de grandes longueurs d'onde, la température de l'air, l'humidité relative, la vitesse du vent et l'albédo. Ce modèle de fonte fournit les débits d'entrée à un système de quatre réservoirs linéaires en parallèle, destinés à décrire le drainage du bassin versant.

- Marks et Dozier [1992] ont étudié, pour l'année 1986 sur quelques petits bassins versant alpins, les divers transferts d'énergie entre l'air et le manteau neigeux, ou dans le manteau neigeux lui-même (échanges radiatifs, flux de chaleur sensible et latente ...), de façon à évaluer leur variabilité saisonnière, et à approcher un bilan énergétique.

- Male et Granger [1981] ont mis en oeuvre un bilan d'énergie complet. Ils se sont particulièrement intéressés aux termes d'échanges radiatifs et d'échanges turbulents, en envisageant pour chacun d'eux diverses possibilités de modélisation, et en tachant de quantifier leur importance dans le bilan d'énergie.

- Obled et Rosse [1975] se sont attachés à simuler " les lames d'eau fournies par un stock de neige saisonnier en période de fusion ", en mettant en oeuvre, sur une colonne de neige, un bilan

énergétique complet (incluant la gestion d'un profil de température, et d'un " stock de froid "), couplé à un modèle de percolation/regel et de ruissellement.

- Divers auteurs se sont intéressés de façon plus précise à la description des seuls échanges radiatifs de courtes ou grandes longueurs d'onde. C'est le cas notamment de Brutsaert [1975], qui le premier s'est penché en détail sur certains aspects (variations en fonction de l'environnement géographique, du couvert nuageux ou de l'altitude par exemple), ou de Duguay [1993] qui propose une synthèse des diverses modélisations possibles pour ces termes radiatifs, ou de encore de Ambach [1974] (influence du couvert nuageux), ou Olyphant [1986] (influence des terrains montagneux).

- D'autres encore se sont penchés plus en détail sur la description des termes de flux de chaleur sensible ou latente, notamment Kuhn [1979 et 1987], Ma Hong et al. [1992].

L'objectif du modèle que nous allons développer est de reconstituer l'écoulement obtenu à l'exutoire du bassin versant du Zongo. Nous allons pour cela résoudre un bilan énergétique complet. Nous nous inspirerons donc en partie des divers travaux cités dans ce paragraphe. Ces travaux ont cependant été développés dans des contextes particuliers. Ils s'appliquent donc à des situations différentes (approches ponctuelles, glaciers tempérés, bassins versants non pris en compte dans leur totalité...) de celle qui nous concerne. Les caractéristiques du glacier Zongo, et notamment le fait que ce dernier est un glacier tropical, nous amènerons donc à introduire, parallèlement aux modèles déjà existants, certaines idées propres, issues pour l'essentiel des mesures et des observations effectuées sur le bassin versant.

## **3.2. IDEES DE DEPART :**

### **3.2.1. Objectifs :**

Les mesures effectuées sur le glacier du Zongo, nous l'avons vu, concernent un grand nombre de variables météorologiques (températures, humidités relatives, précipitations, bilans radiatifs, gradients divers ...). D'autre part, nombre de ces mesures sont disponibles à petits pas de temps (en général 30 minutes). Les données disponibles permettent donc d'envisager un modèle complexe, de type " déterministe ", qui pourra utiliser la gamme la plus large d'informations disponibles, et comporter notamment des aspects micro-météorologiques.

D'autre part, nous disposons de l'enregistrement en continu d'un écoulement qui correspond au bassin versant entier. Ceci nous oblige donc à considérer le bassin versant dans sa totalité, c'est à dire également dans sa complexité. Il s'agira en effet de prendre en compte les apports provenant du glacier lui-même, mais aussi des parties non englacées, c'est à dire des moraines.

Enfin, nous nous attacherons plus particulièrement, dans le cadre de ce rapport, à reconstituer le débit à la sortie du glacier au pas de temps journalier. En effet, dans le cadre de l'étude menée sur le glacier du Zongo, disposer du débit à un tel pas de temps, pour des reconstitutions ou des simulations, nous semble suffisant. Cependant, ceci n'implique pas que le modèle lui-même doive fonctionner au pas de temps de 24 heures. Au contraire, il devra pouvoir être utilisé à un pas de temps quelconque, et rendre compte, si possible de la variabilité journalière de l'écoulement.

### **3.2.2. Sectorisation du glacier :**

Les processus qui interviennent dans un modèle de fonte sur un glacier, et notamment la fonte elle-même, sont bien évidemment dépendants de l'altitude. Il apparaît donc indispensable de distinguer au moins la zone d'ablation de la zone d'accumulation.

Les variables qui peuvent intervenir dans un tel modèle ne sont pas - elles non plus - homogènes à l'échelle du glacier. Lorsqu'elles sont susceptibles de conditionner la fonte, il semble important de prendre en compte les variations avec l'altitude de certaines d'entre elles. C'est le cas notamment des températures.

Nous sommes donc naturellement amenés à sectoriser le glacier par tranches d'altitude. Cette sectorisation devra cependant respecter certaines conditions. Il faut surtout s'attacher à ce que les différents secteurs délimités soient homogènes du point de vue morphologique (crevasses, séracs, névés...). En particulier, les secteurs doivent présenter des limites cohérentes vis à vis des zones d'ablation et d'accumulation. Ainsi, la variabilité spatiale des phénomènes et des variables qui entrent en jeu n'est pas trop prononcée à l'intérieur d'un même secteur.

L'avantage d'une telle sectorisation est évident. Si celle-ci est suffisamment fine, nous pouvons considérer que chacune des entrées du modèle (variables météorologiques), mais aussi chacun des processus physiques intervenant est homogène sur un secteur donné. On peut donc d'une part, étendre à un secteur entier une approche physique ponctuelle, par une simple intégration sur la surface, mais aussi prendre en compte de façon assez satisfaisante une variabilité spatiale des variables et des phénomènes, d'un secteur à l'autre.

### 3.2.3. Bilan d'énergie et modèle réservoir :

Les entrées du modèle dont nous disposons sont des variables météorologiques. Or le peu de saisonnalité de nombre de ces variables, ou au moins le fait que pratiquement toutes peuvent prendre des valeurs très comparables à des périodes de l'année très différentes, semble être une caractéristique des mesures effectuées sur le glacier du Zongo [Rigaudière et al., 1995]. C'est notamment le cas des températures et des radiations. La figure 2 illustre ce phénomène. Elle présente trois périodes de quelques jours chacune, en mars, juillet et décembre 93, pendant lesquelles, les radiations et les températures enregistrées sont toutes fortes et du même ordre de grandeur.

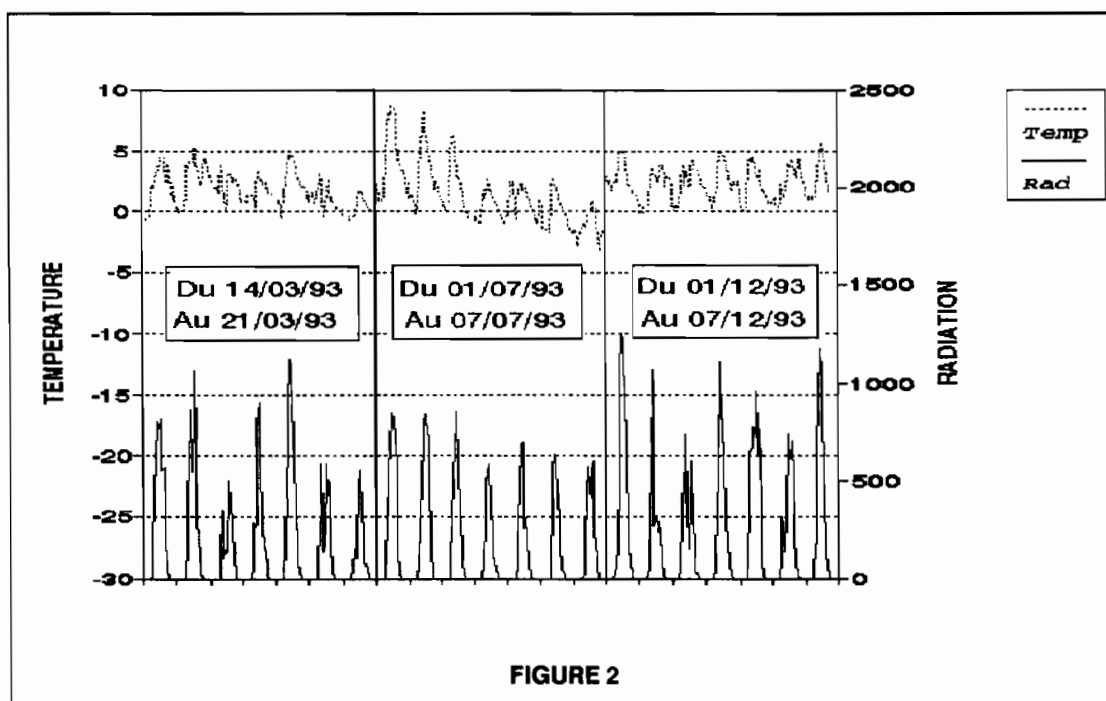


FIGURE 2

Or, il se trouve que le débit enregistré à l'exutoire du glacier Zongo présente de fortes variations saisonnières, entre l'été, saison des pluies chaude, et l'hiver, période sèche et froide [Rigaudière et al., 1995] (on pourra se reporter à la figure 15, plus loin dans le rapport). Ces variations peuvent également exister sur les variables radiation et température, mais ce n'est pas toujours le cas, comme l'illustre la figure 2.

Il apparaît ici une des principales difficultés de la modélisation de l'écoulement du glacier Zongo : la faible saisonnalité des entrées du modèle s'oppose à celle, très marquée, de la sortie du modèle. Pour cette raison il semble nécessaire d'envisager une approche de modélisation élaborée.

Nous nous proposons donc d'évaluer la fonte sur chacun des secteurs en calculant un bilan d'énergie. Les données dont nous disposons doivent permettre, moyennant certaines hypothèses, de prendre en compte chacun des termes de ce bilan. Si la sectorisation du glacier est suffisamment fine, nous pouvons étendre le calcul de ce bilan, qui est en fait ponctuel, au secteur entier.

Nous obtiendrons ainsi, pour chacun des secteurs et à chaque pas de temps, un débit provenant directement de la fonte sur ce même secteur. Ce débit devra être acheminé jusqu'à l'exutoire du bassin versant. Pour ce faire nous mettrons en oeuvre un modèle de réservoir linéaire, qui permettra d'obtenir le débit voulu avec un certain décalage et une certaine atténuation.

Enfin, les apports des moraines de chacun des secteurs ne devront pas être négligés. Il s'agira donc de modéliser également un processus de fonte et un processus de ruissellement sur ces dernières. Le débit ainsi obtenu viendra s'ajouter, en entrée du réservoir linéaire, à celui issu directement de la fonte sur la partie englacée du secteur.

### 3.3. FONDEMENTS THEORIQUES :

#### 3.3.1. Introduction :

Le modèle complet (par opposition à un modèle simplifié que nous décrirons dans la suite) tel qu'il est décrit dans ce paragraphe, s'articule autour de la résolution d'un bilan d'énergie, secteur par secteur, sur la totalité du glacier. Cependant, cette résolution s'accompagne d'une série d'hypothèses. Elle implique aussi l'introduction de nombreuses conditions et le calcul annexe de nombreuses variables, notamment d'un profil de température à l'interface air/neige.

Nous présentons dans un premier temps l'équation du bilan d'énergie telle qu'elle est résolue par le modèle. Puis nous introduisons certains éléments qui interviennent dans le déroulement des calculs. Nous revenons ensuite sur le rôle précis et sur les détails de la modélisation de chacun des termes du bilan. Enfin, nous introduisons tous les mécanismes autres que ceux concernant directement de bilan d'énergie, par exemple le modèle de réservoir, et présentons une synthèse du fonctionnement du modèle.

#### 3.3.2. L'équation de l'énergie :

##### 3.3.2.1. Le bilan radiatif :

Le bilan radiatif à la surface du glacier est l'un des termes prépondérants du bilan d'énergie. Au niveau du glacier, comme d'ailleurs au niveau de n'importe quelle surface, il s'écrit de la façon suivante [Perrin de Brichambaud, 1963; Lliboutry, 1964]:

$$R_{net} = (1 - a) * R_g + R_{atm} - R_{sol} \quad (1)$$

Avec  $a = R_r / R_g$  soit  $(1 - a) * R_g = R_g - R_r$

$R_g$  = Radiation globale (du ciel, courtes longueurs d'onde)

$R_r$  = Radiation réfléchie = Radiation du glacier (courtes longueurs d'onde)

$R_{atm}$  = Radiation atmosphérique (grandes longueurs d'onde)

$R_{sol}$  = Radiation du sol (grandes longueurs d'onde)

$R_{net}$  = Radiation nette (bilan toutes longueurs d'ondes confondues)

$a$  = albédo

*Remarque :  $R_g$  peut se décomposer  $R_g = R_D + R_d$ , somme des rayonnements direct ( $R_D$ ) et diffus ( $R_d$ ), arrivant en un point après diverses réflexions .*



Les radiations effectivement mesurées sur le glacier du Zongo sont la radiation globale, la radiation réfléchie (on obtient donc l'albédo par le rapport des deux) et la radiation nette. Nous verrons dans la suite diverses expressions physiques ou empiriques qui permettent d'obtenir la radiation du sol et la radiation atmosphérique.

### 3.3.2.2. L'équation du bilan complet à l'interface :

Pour quantifier la fonte sur le glacier, il est nécessaire de prendre en compte un bilan d'énergie à l'interface air/neige (ou air/glace). Ce bilan ne saurait être calculé sur une simple surface (c'est à dire à un volume d'épaisseur nulle). En effet, les radiations de courtes longueurs d'ondes sont absorbées par " une couche d'une certaine épaisseur à la surface du glacier ", dans laquelle " il peut y avoir une quantité d'eau liquide variable, ou une quantité de froid variable " [Lliboutry, 1964]. Ainsi le bilan d'énergie ne peut pas prendre en compte seulement une fusion superficielle, mais il doit également intégrer des phénomènes tels que la fusion de la glace un peu en profondeur, ou au contraire le regel de l'eau percolée depuis la surface, et tenir compte de forts gradients de températures verticaux, ce qui revient à gérer la variation du stock d'énergie d'une couche de glace ou de neige d'une certaine épaisseur. L'équation 2 qui apparaît ci-dessous traduit la " conservation de l'énergie dans la couche d'échanges thermiques d'épaisseur e, pour l'unité d'aire, dans le plan horizontal " [Lliboutry, 1964, p.341].

#### EQUATION du BILAN D'ENERGIE A la surface du glacier (Equation (2))

$$(1 - a) R_g + R_{atm} - R_{sol} + Q_{lat} + Q_{sens} - k \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right)_e + Q_{prec} = L_f F + \int_0^e \rho c \frac{\partial T}{\partial t} dz$$

(1)            (2)            (3)            (4)            (5)            (6)            (7)            (8)            (9)

**(1) BILAN RADIATIF DE COURTES LONGUEURS D'ONDE (W/m<sup>2</sup>)**

-> **R<sub>g</sub>** = Radiation Globale (W/m<sup>2</sup>)

-> **a** = Albédo (sans unité)

**(2) RAYONNEMENT ATMOSPHERIQUE DE GRANDES LONGUEURS D'ONDE (W/m<sup>2</sup>)**

**(3) RAYONNEMENT DU SOL DE GRANDES LONGUEURS D'ONDE (W/m<sup>2</sup>)**

**(4) FLUX DE CHALEUR LATENTE (W/m<sup>2</sup>)**

**(5) FLUX DE CHALEUR SENSIBLE (W/m<sup>2</sup>)**

**(6) FLUX DE CHALEUR PROVENANT DES COUCHES INFERIEURES (W/m<sup>2</sup>)**

-> **T** = Température (°C)

-> **k** = Conductibilité thermique du milieu (w/m/°C)

**(7) CHALEUR APPORTEE PAR LES PRECIPITATIONS (W/m<sup>2</sup>)**

**(8) ENERGIE DISPONIBLE POUR LA FUSION (W/m<sup>2</sup>)**

-> **L<sub>f</sub>** = Chaleur Latente de Fusion (J/kg)

-> **F** = Masse d' Eau Fondue par unité de temps et surface (kg/s/m<sup>2</sup>)

**(9) RECHAUFFEMENT / REFROIDISSEMENT DU MANTEAU NEIGEUX (W/m<sup>2</sup>)**

-> **ρ** = Masse Volumique de la Neige / Glace (kg/m<sup>3</sup>)

-> **c** = Capacité Calorifique de la Neige / Glace (J/kg/°C)

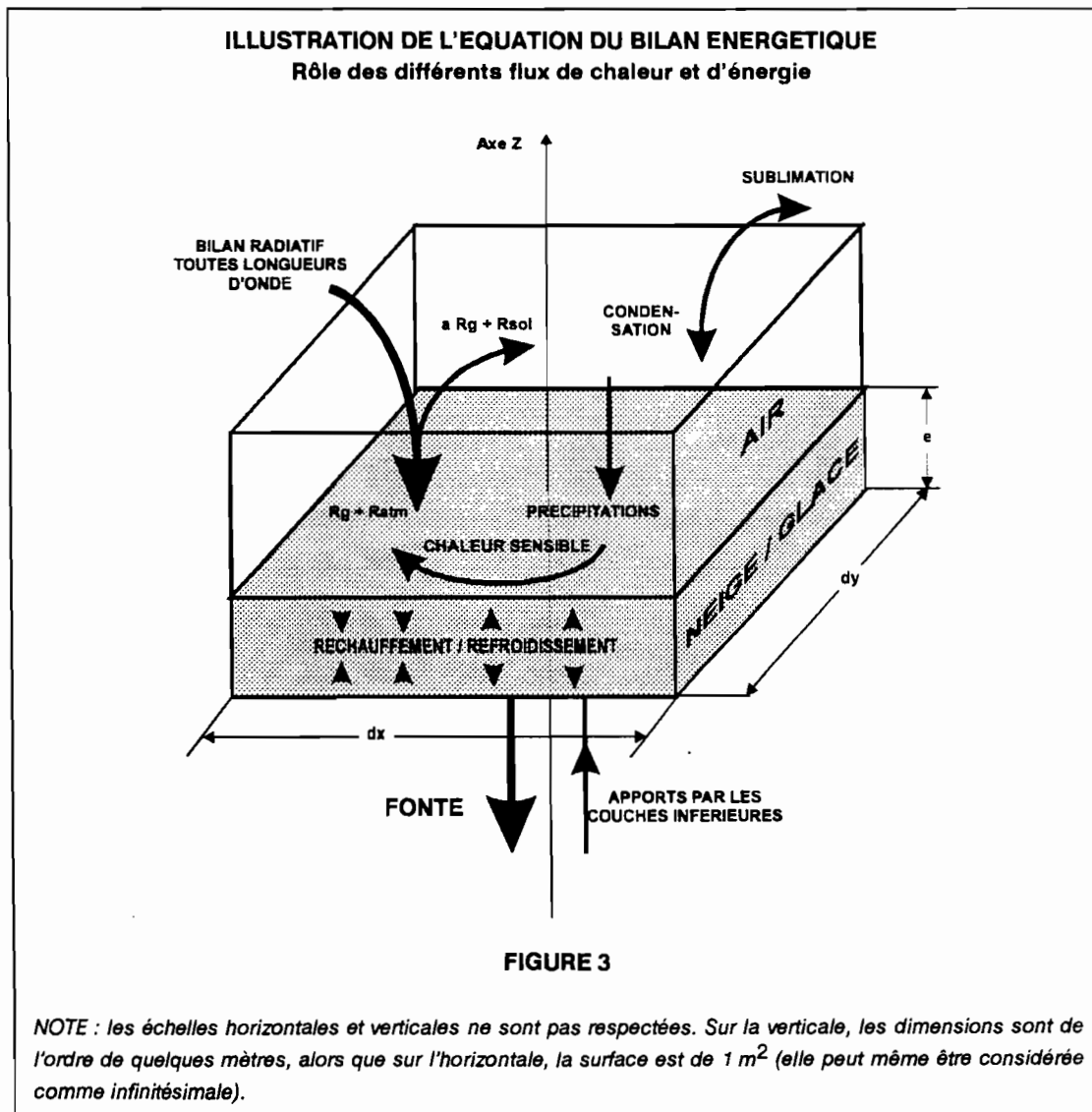
-> **T** = Température (°C)

Remarquons que cette équation contient en elle-même une hypothèse très importante : dans la couche d'épaisseur  $e$ , elle ne fait pas apparaître de flux horizontaux, mais seulement des flux verticaux. Ceci suppose donc que ces **flux horizontaux sont négligeables par rapport aux flux verticaux**, ou encore que les gradients de température horizontaux sont très faibles par rapport aux gradients verticaux, ce qui est pratiquement toujours vérifié.

Apparaissent donc dans l'équation 2 :

- le bilan radiatif complet, tel qu'il est formulé dans l'équation 1,
- deux flux de chaleur apportés par la couche d'air juste au dessus de l'interface (chaleur sensible, qui traduit généralement un apport de chaleur depuis l'atmosphère, et chaleur latente, qui correspond en fait aux phénomènes d'évaporation/condensation à la surface du glacier, comme nous le verrons dans la suite),
- un flux de chaleur montant des couches inférieures à celle prise en compte par l'équation,
- un flux de chaleur apporté par les précipitations,
- un terme qui traduit l'état et les variations du stock de froid dans le manteau neigeux, c'est à dire le réchauffement ou le refroidissement de ce dernier,
- enfin nous trouvons l'énergie disponible pour la fusion, qui est le terme que nous cherchons à évaluer, par le calcul de tous les autres.

Nous reviendrons dans la suite en détail sur chacun des termes de l'équation 2. On peut cependant déjà illustrer cette équation par la figure 3, qui présente les différents flux d'énergie en jeu. On notera bien que le bilan s'effectue dans un volume de glace d'épaisseur  $e$ , mais fait aussi intervenir un volume d'air, ce qui apparaîtra plus clairement quand nous formulons les flux de chaleur latente et sensible.



## 4. MODELISATION DES DIFFERENTS TERMES :

### 4.1. DEFINITIONS D'OUTILS PREALABLES A LA MODELISATION :

#### 4.1.1. Profil de température et de densité :

##### 4.1.1.1. Formulation des hypothèses et définition des températures :

Nous venons de voir que l'équation du bilan énergétique fait intervenir une couche de neige superficielle d'épaisseur  $e$ , dans laquelle doit être géré un stock de froid. La gestion de ce stock de froid ne peut se faire sans celle d'un profil de température à l'intérieur de cette couche. Nous devons donc en définir un. Il est également nécessaire de disposer d'un profil de densité, puisque la masse volumique intervient dans le terme de réchauffement/refroidissement du manteau. Les seules mesures de températures dont nous disposons sur une période suffisamment longue sur le glacier du Zongo sont des mesures de températures de l'air à 30 et 180 centimètres du sol environ. Cependant, nous disposons aussi de quelques profils de températures de neige, effectués de façon ponctuelle dans une couche d'une épaisseur de 1 mètre environ. Des profils de densités sont également disponibles. Ces profils ont permis de faire les observations simples suivantes :

- à partir d'une profondeur de 1 mètre ou plus, le manteau neigeux est à peu près isotherme, à la température de  $0^{\circ}\text{C}$ . Ceci n'est cependant vrai qu'à 1 ou 2 dixièmes de  $^{\circ}\text{C}$  près. Sauf dans les périodes de très fortes chutes de neige, la densité du manteau est assez élevée à cette profondeur (neige très tassée ( $d > 0.5$ ), voire glace de l'année précédente),

- entre 50 et 90 centimètres sous la surface, on rencontre un minimum de température, au dessus duquel la neige est plus fraîche et moins tassée.

Ces observations, faites en certaines saisons seulement, ne sauraient être généralisées. Elles se recoupent cependant toutes assez bien. Elles peuvent donc nous guider et nous permettre de formuler certaines hypothèses quant au profil de températures (et de densités) dans la neige que nous allons adopter.

La figure 4 illustre les choix qui ont été faits pour ces profils, et les diverses températures et densités, calculées ou mesurées qui le composent. Elle présente un exemple de profil "réel", déterminé à partir de mesures et d'observations, et le profil simplifié adopté par le modèle. On voit que celui-ci fait intervenir des températures dans l'air et dans la neige ou la glace (parties grisées du dessin). Les hypothèses principales sont les suivantes :

(1) A la **profondeur  $e$** , le manteau est constitué de **glace** (de densité 0.6 à 0.9) et la température, notée **Tglace** est prise par hypothèse **égale à  $0^{\circ}\text{C}$** .

(2) A la **profondeur  $e/l$**  ( $l > 1$ ), on passe de la glace de l'année précédente au **manteau neigeux** de la saison en cours (de densité 0.2 à 0.4 environ).

(3) Par hypothèse **cette profondeur  $e/l$  coïncide avec celle du minimum de température** obtenu dans le manteau neigeux. Cette température est notée  **$T_{e/l}$** .

(4) dans sa partie "aérienne", le profil de température du modèle comprend quatre points supplémentaires :

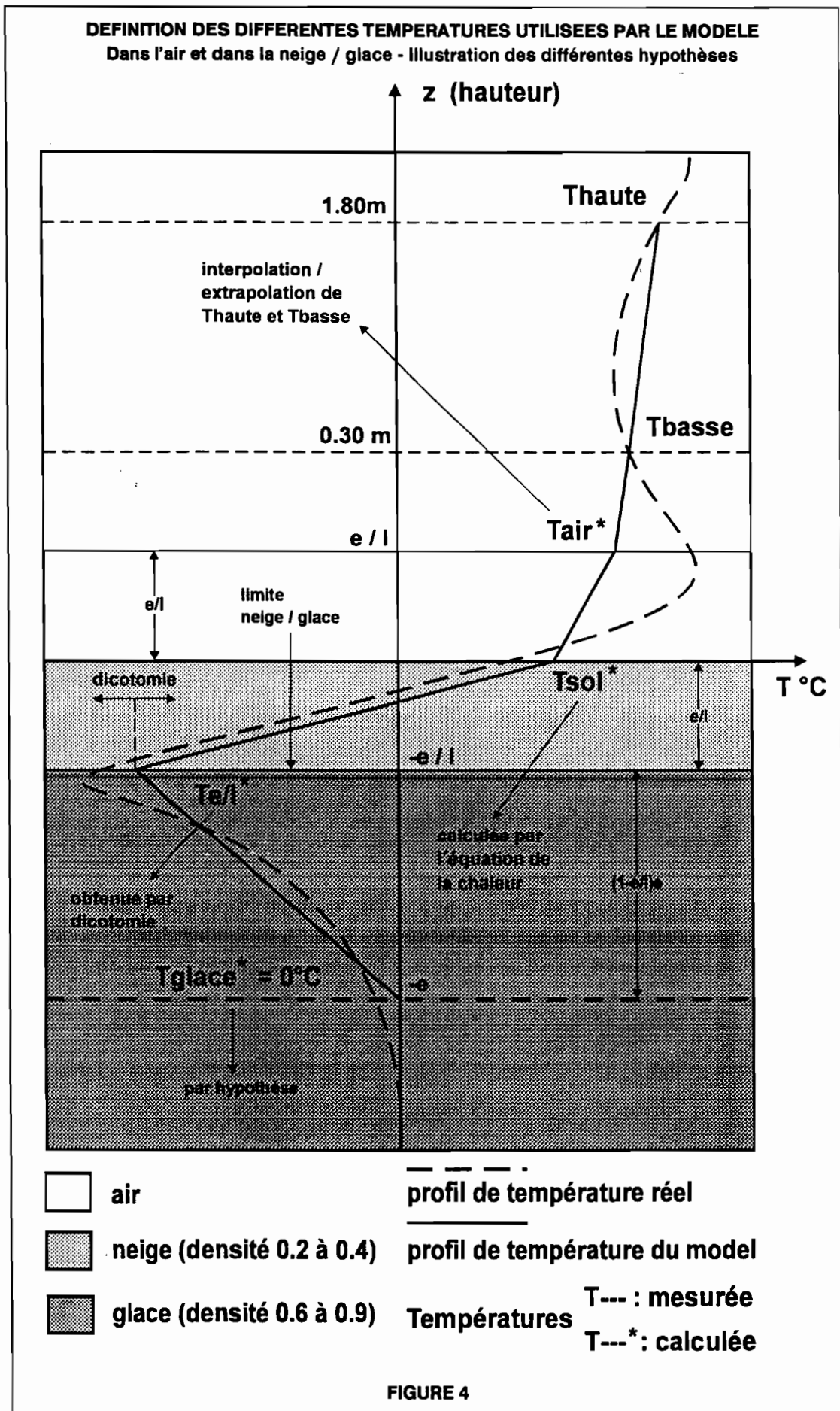
-> **T<sub>haute</sub>** = température de l'air **mesurée à 180 centimètres** du sol,

-> **T<sub>basse</sub>** = température de l'air **mesurée à 30 centimètres** du sol,

-> **T<sub>air</sub>** = température de l'air à la **hauteur  $+e/l$ , calculée par extrapolation ou interpolation linéaire** (selon la valeur de  $e/l$ ) des deux précédentes,

-> **T<sub>sol</sub>** = **température du sol** à  $z = 0$  mètre. Nous verrons dans la suite comment **T<sub>sol</sub>** est **calculée à partir de T<sub>air</sub> et T<sub>e/l</sub>**, par résolution de l'équation de la chaleur.

(5) Le profil de température comprend donc en tout **six points** : T<sub>haute</sub>, T<sub>basse</sub>, T<sub>air</sub>, T<sub>sol</sub>, T<sub>e/l</sub> et T<sub>glace</sub>. Entre chacun de ces points il **est considéré comme linéaire**. D'autre part, dans le manteau neigeux on distingue une couche supérieure de neige entre  $z = 0$  et  $z = -e/l$ , et une couche inférieure de glace entre  $z = -e/l$  et  $z = -e$ .



#### 4.1.1.2. Analyse des hypothèses :

Certaines des hypothèses faites au paragraphe précédent sont très fortes. C'est pourquoi nous les analysons ici une par une.

**Hypothèse (1) :** cette hypothèse est certainement la plus réaliste. Elle correspond en effet à des observations. Sur le glacier du Zongo en effet, au dessous de 1 mètre, on peut considérer que le manteau est constitué de glace ou de neige très tassée, correspondant à la saison des pluies précédente. D'autre part, à partir de cette profondeur, la température est effectivement proche de 0°C.

**Hypothèse (2) :** les valeurs de  $e$  et  $l$  restent constantes au cours d'une simulation. Ce choix a été adopté par souci de simplification et ne correspond pas à une réalité systématique. En effet, il semble très délicat de gérer de façon simple, avec les données dont nous disposons, l'évolution, sur l'année par exemple, de la profondeur  $e/l$ . Nous pouvons cependant dire qu'elle est de l'ordre de quelques dizaines de centimètres en moyenne sur l'année, et ne peut s'écarter de ce chiffre que durant quelques courts épisodes de forte ablation ou de forte accumulation. Fixer cette valeur de  $e/l$ , c'est donc rester constamment autour d'un phénomène moyen. Enfin, cette hypothèse sous-entend que la transition glace-neige est brutale, alors qu'elle peut se faire par une évolution continue des densités.

**Hypothèse (3) :** il s'agit d'une hypothèse très simplificatrice, même si là encore, en moyenne sur l'année, le minimum de température se situe bien à quelques dizaines de centimètres de profondeur. On ne peut cependant pas dire que la profondeur de ce minimum correspond exactement à la transition glace/neige.

Ces deux dernières hypothèses (2) et (3) sont donc des simplifications fortes. On peut cependant considérer que, durant la majeure partie de l'année, elles ne sont pas trop éloignées de la réalité. D'autre part, il faut bien se rappeler qu'on ne cherche pas nécessairement à décrire un profil de température ou de densité très proche de la réalité. Par contre on veut un terme de réchauffement/refroidissement du manteau neigeux qui soit réaliste, en s'appuyant sur le profil de densité et température simple et schématique, que nous proposons. Nous verrons dans la suite que l'intégration sur le manteau neigeux des variations du profil de température dans le temps donne la variation du stock d'énergie. Il faudra donc s'efforcer, à partir de ces hypothèses simples, de trouver des valeurs cohérentes pour ce stock d'énergie.

**Hypothèse (4) :** notons simplement qu'un calcul de  $T_{air}$  par interpolation entre  $T_{haute}$  et  $T_{basse}$  (cas  $e/l > 30$  centimètres) est plus juste qu'un calcul par extrapolation (cas  $e/l < 30$  centimètres), les températures pouvant varier très fortement avec  $z$  au voisinage de la surface.

**Hypothèse (5) :** le profil de température en six points, tel qu'il a été adopté est finalement assez précis. On peut espérer qu'il décrira, dans les grandes lignes, l'allure du profil réel, même s'il est sûr qu'il ne permettra pas d'en approcher les détails, surtout au voisinage de la surface.

#### 4.1.2. L'équation de la chaleur :

Le long du profil de température précédemment décrit, se créent des gradients locaux verticaux de températures plus ou moins forts.

$$(dT/dt) = h * (d^2T/dz^2) + qs \quad (3)$$

**T = température (°C)**

**t = temps (s)**

**z = direction z (m)**

**h = conductibilité thermique (m<sup>2</sup>/s)**

**qs = terme source (°C/s)**

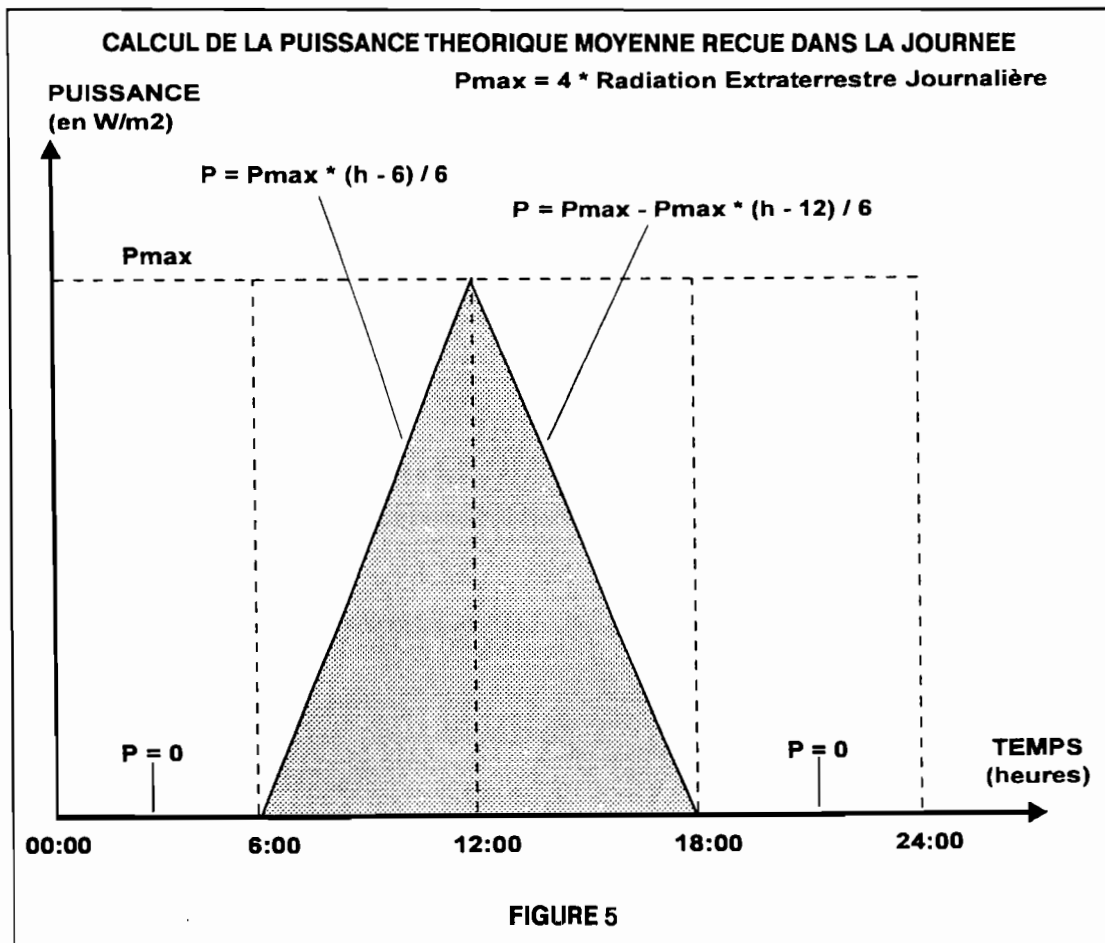
Ces gradients entraînent des flux de chaleur, dont la conservation s'écrit sous la forme de l'équation classique "de la chaleur", telle qu'elle apparaît dans la relation 3. Cette relation 3 sous-entend ici la même hypothèse que celle de l'équation générale du bilan d'énergie 2, à savoir que les flux d'énergie horizontaux sont négligeables par rapport aux flux verticaux.

D'autre part, elle fait apparaître un " terme source "  $q_s$ , qui correspond à un apport (ou une disparition) ponctuel d'énergie. Cet apport peut provenir, entre autre, d'un changement d'état dans le milieu (par exemple, fusion ou sublimation de la glace, ou regel de l'eau liquide contenue dans la glace).

L'équation de la chaleur est donc une relation qui lie les points du profil de température. Nous verrons dans la suite comment elle est utilisée pour calculer  $T_{sol}$  à partir de  $T_e/l$  et  $T_{air}$ .

#### 4.1.3. Estimation de la nébulosité :

Le bilan radiatif dépend, entre autres choses, du couvert nuageux. Celui-ci en effet, est un élément important dans la détermination de la part de rayonnement diffus dans la radiation globale (courtes longueurs d'onde), et de l'intensité de la radiation atmosphérique (grandes longueurs d'onde) [Perrin de Brichambaud, 1963, Chapitres 10 et 13]. Pour cette raison, il sera important dans la suite de pouvoir quantifier la " nébulosité " du ciel, c'est à dire le pourcentage de ciel couvert par rapport au ciel clair.



Nous ne disposons pas de mesure directe de cette variable. Cependant, il est assez simple de l'estimer. En effet, des formules ont été établies, qui donnent la radiation en limite d'atmosphère, encore appelée " rayonnement extraterrestre ", en valeurs journalières, en fonction de la latitude, de la longitude et du jour de l'année [Paltridge et Platt, 1976]. A l'origine de la radiation globale, on trouve ce

rayonnement extraterrestre, diminué des effets dus à la traversée de l'atmosphère. Sur le glacier du Zongo, on s'est aperçu, qu'en moyenne journalière, la radiation globale par temps parfaitement clair correspond à la valeur théorique du rayonnement extraterrestre moins 80 W/m<sup>2</sup> environ [Rigaudière et al., 1995].

On peut partir du principe que la part de la radiation globale " potentielle " (c'est à dire celle qu'on obtiendrait si le ciel était parfaitement clair) qui n'arrive pas au sol est directement liée à la nébulosité. Dans la réalité, les choses ne sont pas aussi simples, notamment lorsque les nuages sont très dispersés, mais encore une fois, nous ne recherchons qu'une estimation de la nébulosité.

En pratique, on peut étudier le rapport entre la radiation globale mesurée et le rayonnement extraterrestre théorique. Pour cela, il nous faut connaître la répartition de ce dernier dans la journée (les équations données par Paltridge et Platt ne donnent que des valeurs journalières). Nous avons choisi de la répartir simplement, selon le graphe présenté sur la figure 5 : le rayonnement est nul entre minuit et 6 heures du matin, ainsi qu'entre 18 heures et minuit, et maximum à midi, heure autour de laquelle il croît ou décroît linéairement. L'intégrale représentée par l'aire grisée permet bien entendu de retrouver la valeur moyenne journalière de la radiation extraterrestre. Cette hypothèse permet d'étudier le rapport  $R = (R_g / \text{Radiation Extraterrestre})$  à un pas de temps quelconque. La nébulosité est donc estimée de la façon suivante :

- si R est minimum (en fait inférieur à un seuil) la nébulosité est égale à 100%,
- si R est maximum (en fait supérieur à un seuil) la nébulosité est égale à 0%,
- entre les deux, la nébulosité varie linéairement avec R.

**Application numérique :** nous avons étudié, sur la période allant d'octobre 93 à août 94, le rapport  $R = (R_g / \text{Radiation Extraterrestre})$  au pas de temps 6 heures. Celui varie entre 17% (nébulosité = 100%) et 83% (nébulosité = 0%). Pour toutes les valeurs intermédiaires du rapport R, nous pouvons interpoler linéairement (selon R), et obtenir ainsi une valeur de la nébulosité (exemples :  $R = 40\% \Rightarrow$  nébulosité = 65% ;  $R = 70\% \Rightarrow$  nébulosité = 20%)

#### 4.1.4. Définition d'un coefficient de pression :

De nombreux calculs de micrométéorologie font intervenir, nous le verrons dans la suite, la densité de l'air ou la pression. Or, nous ne disposons d'aucune mesure de la pression atmosphérique sur le glacier du Zongo. Pour cette raison, nous aurons simplement recours à un modèle d'atmosphère standard, qui est en fait suffisant pour corriger certains calculs avec l'altitude. Nous introduisons pour cela un " coefficient de pression " défini, selon la relation 4, par le rapport de la pression de l'atmosphère standard à l'altitude z, à 1013 mb (pression de l'atmosphère standard au niveau de la mer). Ce coefficient nous permettra d'obtenir la pression ou la densité de l'air à l'altitude z, à partir des valeurs standard correspondantes au niveau de la mer. L'analyse de l'atmosphère standard sur les 6 premiers kilomètres d'atmosphère [Queney, 1974] montre que, sur cette tranche, ce coefficient varie de façon quasi linéaire avec l'altitude selon la relation 5.

$$\text{Coefp}(z) = P_{\text{atm.std.}}(z) / \{P_{\text{atm.std.}}(z=0)\} = P_{\text{atm.std.}}(z) / 1013 \quad (4)$$

$P_{\text{atm.std.}}(z)$  = pression de l'atmosphère standard à l'altitude z (mb)

Entre 0 et 6000 mètres d'altitude :

$$\text{Coefp}(z) = 1 - z / 11110. \quad (5)$$

**Remarque :** une correction supplémentaire par la température serait possible pour le coefficient coefp (en le multipliant par  $T/T_0$ , où T est la température, et l'indice 0 indique le niveau de la mer). Cette correction est cependant négligeable.

**Application numérique :** pour les altitudes concernant le glacier du Zongo, on trouve :

- avec z = 4900 mètres : Coefp = 0.558, P(4900 mètres) = 565 mb,
- avec z = 5200 mètres : Coefp = 0.531, P(5200 mètres) = 537 mb,
- avec z = 6000 mètres : Coefp = 0.459, P(6000 mètres) = 464 mb.

#### 4.1.5. Calcul de la pression de vapeur d'eau e :

La tension de vapeur d'eau  $e$  intervient dans les calculs de micrométéorologie que nous ferons dans la suite. Elle peut se calculer à partir de l'humidité relative et de la température selon la relation 6. D'autre part, la pression de vapeur d'eau est liée à l'humidité spécifique  $q$  selon la relation 7 [Queney, 1974, p.115].

$$e = Hr/100 * EXP [ \ln(6.108) + Lv/Rv * (1/273 - 1/T) ] \quad (6)$$

Vu les deux relations :

$$Hr = e / e_s * 100$$

$$\ln(e_s) = \ln(6.108) + Lv / Rv (1 / 273 - 1 / T) \quad (\text{Relation de Clausius Clapeyron})$$

$e$  = Pression de vapeur (mb, fonction de  $T$  seulement)

$e_s$  = Pression de vapeur saturante (mb)

$Hr$  = Humidité relative (%)

$T$  = Température (K)

$Lv$  = Chaleur latente de vaporisation à 0°C ( $2.5 \cdot 10^6$  J/kg)

$Rv$  = Constante spécifique de la vapeur d'eau (461 J/kg)

$$q = 0.622 * e / P \quad (7)$$

$q$  = Humidité spécifique (% , fonction de  $T$  et  $P$ )

$P$  = Pression atmosphérique (mb)

#### Application numérique :

- avec  $T = 273$  K,  $Hr = 100\%$  :  $e = 6.108$  mb,
- avec  $T = 273$  K,  $Hr = 40\%$  :  $e = 2.443$  mb,
- avec  $T = 283$  K,  $Hr = 100\%$  :  $e = 12.323$  mb.

## 4.2. BILAN RADIATIF SUR LE GLACIER :

### 4.2.1. Courtes longueurs d'ondes :

Nous mesurons intégralement le bilan radiatif de courtes longueurs d'onde en un point du glacier (à la station Campbell à 5200 mètres). Il est donc tentant de considérer l'intégralité de ce bilan mesuré comme une donnée d'entrée du modèle. Sauf cas particulier, la radiation globale est assez homogène à l'échelle du glacier. Par contre ceci n'est pas du tout le cas de la radiation réfléchie ou de l'albédo, qui dépendent directement de l'état de la surface. Celui-ci peut être très différent d'un endroit à l'autre. Il est donc a priori délicat d'essayer d'étendre à l'ensemble du glacier une mesure ponctuelle de radiation réfléchie ou d'albédo, parce que celle-ci n'est représentative de la totalité du glacier qu'en de rares occasions.

La solution consiste donc à considérer la radiation globale comme une donnée d'entrée, mais à modéliser la radiation réfléchie. Nous allons en fait modéliser l'albédo. Pour cela, nous reprendrons l'idée de Winther [1992], qui est de faire évoluer ce dernier entre une valeur minimale et une valeur maximale, selon une décroissance exponentielle régie par le cumul des températures positives depuis le dernier épisode neigeux.

En d'autres termes (selon Winther), l'albédo:

- reste stable si la température est négative,
- retrouve sa valeur maximale en cas d'épisode neigeux,
- décroît exponentiellement si la température est positive, selon la somme des températures positives cumulées depuis la dernière neige.

Cependant, nous apporterons une légère modification à cette approche. Sur le glacier du Zongo en effet, les variations de l'albédo, à l'échelle de quelques jours, sont plus fortes en été qu'en



hiver. Or, on peut avoir des températures positives diurnes assez fortes durant toute l'année [Rigaudière et al., 1995], qui peuvent conduire à des cumuls de températures positives comparables en été et en hiver, toujours à l'échelle de quelques jours. C'est pourquoi nous introduisons une température négative pondérée dans le cumul des températures, de façon à pouvoir différencier l'évolution de l'albédo entre une journée d'hiver et une journée d'été présentant des températures positives comparables, mais des situations nocturnes différentes. Nous aboutissons donc au modèle suivant d'albédo, donné par la relation 8.

**Remarque :** on notera que nous introduisons dans le modèle les paramètres suivant :  $\gamma$ ,  $A_{inf}$ ,  $A_{sup}$ ,  $C_{neg}$  et  $P_{seuil}$

$$a = I_{neige} A_{inf} + \{1 - I_{neige}\} \{A_{sup} - A_{inf}\} * \exp(-T_{acc} / \gamma) \quad (8)$$

$$T_{acc} = \{ \sum [ T_{>0} + C_{neg} * T_{<0} ] \} \text{depuis la dernière neige}$$

**a** = albédo (sans unité)

**$A_{inf}$**  = Limite inférieure de l'albédo (sans unité)

**$A_{sup}$**  = Limite supérieure de l'albédo (sans unité)

**$T_{acc}$**  = Température d'accumulation depuis la dernière neige ( $T_{acc}$  doit rester positive ou nulle, et est remise à 0 en cas de neige) ( $^{\circ}C$ )

**$I_{neige}$**  = Indice de précipitations neigeuses

= 1 si  $T < 0^{\circ}C$  et Pluie Journalière  $>$  Seuil

= 0 sinon

Seuil = Seuil de pluie (valeur choisie : 2 mm)

**$C_{neg}$**  = Coefficient de pondération des températures  $< 0^{\circ}C$  ( $< 1$ , sans unité)

**$\gamma$**  = coefficient de décroissance exponentielle ( $> 0$ , ( $^{\circ}C$ ) $^{-1}$ )

**Le bilan de grandes longueurs d'onde est donc :**  $(1 - a)R_g$  (9)

**Avec a calculé comme ci-dessus et  $R_g$  mesuré.**

**Application numérique :**

- avec  $R_g = 800 \text{ W/m}^2$  : si  $a = 0.3$ ,  $(1 - a)R_g = 560 \text{ W/m}^2$  ; si  $a = 0.9$ ,  $(1 - a)R_g = 80 \text{ W/m}^2$  ;

- avec  $R_g = 100 \text{ W/m}^2$  : si  $a = 0.3$ ,  $(1 - a)R_g = 70 \text{ W/m}^2$  ; si  $a = 0.9$ ,  $(1 - a)R_g = 10 \text{ W/m}^2$  ;

#### 4.2.2. Rayonnement du sol :

Un corps quelconque possède un rayonnement propre sur toutes les longueurs d'onde, dont l'expression est donnée par la loi de Stefan [Perrin de Brichambaud, 1963].

Les sols de façon générale, la glace et la neige en particulier, ainsi que l'atmosphère et les nuages rayonnent dans les grandes longueurs d'ondes (c'est à dire dans l'infrarouge, principalement de 10 à 18 microns [Liboutry, 1964]). La neige et la glace ont un comportement très proche de celui d'un corps noir. Le rayonnement du sol de grandes longueurs d'onde est donné par l'expression 10.

$$R_{sol} = \epsilon_{sol} \times \sigma * T_{sol}^4 \text{ (Loi de Stefan)} \quad (10)$$

**$\epsilon_{sol}$**  = Emissivité du sol, de l'ordre de 0.985 pour la neige,

**$\sigma$**  = Constante de Stefan-Boltzmann ( $5.67 * 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ )

**$T_{sol}$**  = Température du sol (en K)

**Remarque :** l'ordre de grandeur de la valeur que nous avons retenu pour l'émissivité de la neige (0.985) est très répandu dans la littérature [voir par exemple Kustas et Al., 1994 ; Marks et Dozier, 1992 ...]

**Application numérique :** avec  $T_{sol} = 273 \text{ K}$ ,  $R_{sol} = 310 \text{ W/m}^2$  ; avec  $T_{sol} = 263 \text{ K}$ ,  $R_{sol} = 267 \text{ W/m}^2$ .

### 4.2.3. Rayonnement atmosphérique :

Diverses formules empiriques, s'inspirant de la loi de Stefan-Boltzman, ont été proposées pour décrire le rayonnement atmosphérique de grandes longueurs d'onde. Toutes font intervenir la tension de vapeur d'eau et la température au voisinage du sol. Elles permettent donc de formuler le rayonnement atmosphérique sous la forme générale donnée par la relation 11.

$$R_{atm} = \epsilon_{atm} \times \sigma \times T_{air}^4 \quad \text{(formule empirique)} \quad (11)$$

$\epsilon_{atm}$  = Emissivité de l'atmosphère, fonction de la tension de vapeur  
 $\sigma$  = Constante de Stefan-Boltzmann ( $5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ )  
 $T_{air}$  = Température de l'air au voisinage du sol (en K)

Différentes formulations ont été proposées, pour l'émissivité de l'atmosphère, dont les plus connues apparaissent dans les relations 12 à 15. Elles ne sont valables que par ciel clair.

FORMULES POUR L'EMISSIVITE DE L'ATMOSPHERE PAR CIEL CLAIR			
<b>Formule d'Angström :</b>	$\epsilon_{atm} = a - b \cdot 10^{-ce}$	[Perrin de Brichambaud, 1963]	(12)
	$e$ = pression de vapeur d'eau (mb) $a = 0.82$ ; $b = 0.25$ ; $c = 0.07$		
<b>Formule d'Anderson :</b>	$\epsilon_{atm} = a + b \cdot e$	[Liboutry, 1964]	(13)
	$e$ = pression de vapeur d'eau (pour $3 < e < 30 \text{ mb}$ ) $a = 0.74$ ; $b = 0.05$		
<b>Formule de Brunt :</b>	$\epsilon_{atm} = a + b \cdot e^{1/2}$	[Perrin de Brichambaud, 1963]	(14)
	$e$ = pression de vapeur d'eau (mb) $a = 0.56$ ; $b = 0.08$		
<b>Formule de Brutsaert :</b>	$\epsilon_{atm} = a \cdot (e / T)^b$	[Brutsaert, 1975]	(15)
	$e$ = pression de vapeur d'eau (mb) $T$ = Température de l'air (K) $a = 1.24$ ; $b = 1/7$		

CORRECTIONS DE LA FORMULE DE BRUTSAERT			
<b>ALTITUDE :</b>	$\epsilon_{atm}' = \{1.24(e'/T')^{1/7}\} (\text{Pa} / 1013)$	[Brutsaert, cité dans Duguay, 1993]	(16)
<b>Avec :</b>	$T' = T + (0.0065 z)$ $Hr = e / e_s[T]$ $e' = Hr \cdot e_s[T']$	$T'$ = Température corrigée (K) $z$ = altitude (m) $Hr$ = Humidité relative (%) $e$ = pression de vapeur saturante (mb) $e'$ = pression de vapeur saturante corrigée (mb) $Pa$ = Pression atmosphérique (mb)	
<b>NEBULOSITE :</b>	$\epsilon_{atm}'' = \{1 + C \cdot N^2\} \{1.24(e/T)^{1/7}\}$	[Brutsaert, cité dans Kustas, 1994]	(17)
	$N$ = nébulosité (%) $C$ = Coefficient correcteur (de l'ordre de 0.22, sans unité)		

Toutes les formules 12 à 15 donnent des résultats voisins dans des domaines de températures assez larges. Cependant, leur champs d'utilisation est très restrictif, puisqu'elles ne sont valables que par ciel clair. Pour cette raison Brutsaert, entre autres, a proposé diverses correction pour sa formule. Ces corrections font intervenir notamment le couvert nuageux, au moyen de la nébulosité, et l'altitude, ce qui est très intéressant dans le cas du glacier Zongo. Ces deux corrections apparaissent dans les relations 16 et 17.

Dans le modèle, nous utiliserons donc, pour le rayonnement atmosphérique de grandes longueurs d'onde, la formulation donnée par l'équation 18.

$$R_{atm}(z) = \{1 + Cneb * Neb^2\} \{ 1.24 [e'(z) / T'(z)]^{1/7} \} * Coefp(z) \times \sigma * T_{air}(z)^4 \quad (18)$$

**Avec :**  $T'(z) = T(z) + (0.0065 z)$  **et**  $e'(z) = Hr * e_s[T'(z)]$

**z =** Altitude (m)  
**T =** Température réelle (K)  
**T' =** Température corrigée (K)  
**e' =** Pression de vapeur corrigée (mb)  
**Hr =** Humidité relative (%)  
**Coefp(z) =**  $P_{std}(z) / 1013$  = coefficient de pression (atm. standard) (sans unité, P en mb)  
**Neb =** Nébulosité (%)  
**Cneb =** Coefficient multiplicateur pour la nébulosité (sans unité)

**Application numérique :** à 5200 mètres, avec T = 273 K, Coefp = 0.53, Cneb = 0.2, T' = 306.8 K:

- Hr = 100 %, Neb = 50% :  $\epsilon_{atm} = 0.54$ ,  $R_{atm} = 170 \text{ W/m}^2$ ,
- Hr = 100 %, Neb = 100% :  $\epsilon_{atm} = 0.62$ ,  $R_{atm} = 195 \text{ W/m}^2$
- Hr = 40 %, Neb = 0 % :  $\epsilon_{atm} = 0.45$ ,  $R_{atm} = 142 \text{ W/m}^2$

### 4.3. FLUX DE CHALEUR :

#### 4.3.1. Introduction :

La modélisation des termes de flux de chaleur latente et sensible fait appel à une analyse des transferts turbulents dans une couche d'air d'environ deux mètres d'épaisseur à la surface du glacier. En particulier, interviennent divers gradients : température, humidité relative, tension de vapeur d'eau, vent. Cette analyse s'appuie donc sur des mesures de micrométéorologie. Les synthèses sur les différentes expressions ou approches de calcul sont nombreuses [Notamment : Lliboutry, 1964 ; Obled et Rosse, 1975 ; Dozier, 1980 ; Kuhn, 1987 ; Marks et Dozier, 1992 ; Ma Hong et al., 1992 ; Kustas et al., 1994 ;].

On y trouve essentiellement deux approches comparables, mais qui ne demandent pas cependant tout à fait les mêmes données :

- la première consiste à faire le calcul entre le sol (z = 0) et une hauteur en général voisine de 2 mètres [voir par exemple Lliboutry, 1964 ; Ma Hong et al., 1992]. Elle suppose connues au niveau de la surface les variables météorologiques, sur lesquelles on peut faire des hypothèses simples, mais oblige en plus à introduire la rugosité de la surface, à laquelle nous n'avons accès en aucune manière.

- la seconde consiste à remplacer le calcul au niveau du sol par un calcul à une hauteur non nulle (de quelques centimètres ou dizaines de centimètres). Les hypothèses envisageables sur les variables météorologiques à cette hauteur sont moins simples qu'au niveau du sol, mais cette approche ne fait par contre pas intervenir la rugosité. C'est pourquoi nous la choisissons de préférence à la précédente.

D'autre part, les analyses de transferts turbulents font appel à un nombre sans dimension appelé " nombre de Richardson ", destiné à quantifier la stabilité de la couche d'air. L'expression de ce nombre est donnée par la relation 19 [Ma Hong et al., 1992] et celles du coefficient de stabilité qui en découle apparaissent dans les formules 20 et 21 [Kustas et al., 1994].

$$Ri = g (T_b - T_a)(z_b - z_a) / \{T_b (U_b - U_a)^2\} \quad (19)$$

$z_a$  = Hauteur de mesure inférieure (m)  
 $z_b$  = Hauteur de mesure supérieure (m)  
 $U$  = Vitesse du vent (m/s)  
 $T$  = Température (°C)  
 $g$  = Accélération de la pesanteur (9.81 m/s<sup>2</sup>)

**Définition du Coefficient de Stabilité :**

Si  $Ri > 0$  :  $Stab = (1 + 7 Ri)^{-0.1}$  (20)

Si  $Ri < 0$  :  $Stab = (1 - 58 Ri)^{0.25}$  (21)

#### 4.3.2. Flux de chaleur sensible :

Le flux de chaleur sensible s'écrit selon la relation 22 [voir par exemple : Lliboutry, 1964; Male et Granger, 1981].

$$Q_{sens} = \rho C_p k^2 Stab (U_b - U_a)(T_b - T_a) / (\ln(z_b/z_a))^2 \quad (22)$$

$z_a$  = Hauteur de mesure inférieure (m)  
 $z_b$  = Hauteur de mesure supérieure (m)  
 $U$  = Vitesse du vent (m/s)  
 $T$  = Température (°C)  
 $\rho$  = masse volumique de l'air = Coefp \*  $\rho_0$  (kg/m<sup>3</sup>,  $\rho_0 = 1.29$  kg/m<sup>3</sup> au niveau de la mer)  
 $C_p$  = Chaleur spécifique de l'air à pression constante ( $C_p = 1005$  J/kg/°C)  
 $k$  = Constante de Von Karman ( $k = 0.350$ , sans unité)  
 $Stab$  = Coefficient de stabilité défini précédemment

**Application numérique :** nous choisissons  $z_a = 0.3$  mètres et  $z_b = 1.8$  mètres.

Pour les vitesses de vent, nous faisons les hypothèses  $U_b = 90\% U_{2.20m}$ , où  $U_{2.20m}$  est la vitesse mesurée à 2.20 mètres du sol, et  $U_a = 30\% U_b$ . Ceci correspond à peu près à l'hypothèse d'un profil logarithmique pour le vent.

Nous choisissons la valeur moyenne Coefp = 0.50 sur le glacier.

Nous obtenons ainsi la relation 23, que nous emploierons dans le modèle pour le flux de chaleur sensible. Notons que nous introduisons un coefficient de correction, noté  $C_{sens}$ , de façon à pouvoir compenser d'éventuelles erreurs dues notamment à l'hypothèse  $U_a = 30\% U_b$ .

$$Q_{sens} = 15.6 * C_{sens} * Stab * U_{2.20m}(T_{1.80m} - T_{0.30m}) \quad (23)$$

$T_{1.80m}$  = Température à 1.80 mètres du sol (mesurée, en K)  
 $T_{0.30m}$  = Température à 0.30 mètres du sol (mesurée, en K)  
 $U_{2.20m}$  = Vitesse du vent à 2.20 mètres du sol (mesurée, en m/s)  
 $C_{sens}$  = Coefficient de correction (sans unité)  
 $Stab$  = Coefficient de stabilité (sans unité)  
 Le coefficient 15.6 provient de l'application numérique de la relation 22

**Application numérique :** avec  $C_{sens} = 1$ ,  $U_{2.20m} = 3$  m/s,

- avec  $T_{0.30m} = 0^\circ\text{C}$ ,  $T_{1.80m} = 1^\circ\text{C}$  :  $Stab = 0.938$ ,  $Q_{sens} = 43.9$  W/m

- avec  $T_{0.30m} = 0^\circ\text{C}$ ,  $T_{1.80m} = 4^\circ\text{C}$  :  $Stab = 0.795$ ,  $Q_{sens} = 148.8$  W/m<sup>2</sup>.

### 4.3.3. Flux de chaleur latente :

Le flux de chaleur latente s'écrit selon la relation 24 [voir par exemple : Lliboutry, 1964 ; Male et granger, 1981].

$$Q_{lat} = -L_v E = \rho L_v k^2 (\text{Stab} / 2) (U_b - U_a)(q_b - q_a) / (\ln(z_b/z_a))^2 \quad (24)$$

$z_a$  = Hauteur de mesure inférieure (m)

$z_b$  = Hauteur de mesure supérieure (m)

$L_v$  = Chaleur latente de vaporisation ( $2.5 \cdot 10^6$  J/kg)

$E$  = Masse d'eau évaporée ( $E > 0$ ) / condensée ( $E < 0$ ) (en kg/s/m<sup>2</sup>,  $E = -K(dm/dz)$ ,  $m$  = masse)

$U$  = Vitesse du vent (m/s)

$q$  = Humidité spécifique de l'air (%)

$\rho$  = masse volumique de l'air = Coefp \*  $\rho_0$  (kg/m<sup>3</sup>,  $\rho_0 = 1.29$  kg/m<sup>3</sup> au niveau de la mer)

$k$  = Constante de Von Karman ( $k = 0.350$ , sans unité)

$\text{Stab}$  = Coefficient de stabilité défini précédemment

Rappel :  $q_a = 0.622 * e_a / P_a$

$P$  = Pression atmosphérique (mb)

$e_a = H_{r_a}/100 * \text{EXP} [ \ln(6.108) + L_v/R_v * (1/273 - 1/T_a) ]$

Ainsi :  $Q_{lat} = \rho L_v k^2 (\text{Stab} / 2) (U_b - U_a)(e_b - e_a)(0.622 / P) / (\ln(z_b/z_a))^2 \quad (25)$

$P$  = Pression atmosphérique (mb) = Coefp \*  $P_0 = \text{Coefp} * 1013$

**Application numérique :** nous choisissons  $z_a = 0.01$  mètre (et non plus,  $z_a = 0.3$  mètre, de façon à être le plus proche possible de la surface, Cf plus bas) et  $z_b = 1.8$  mètres. De plus, nous prenons comme précédemment  $U_b = 90\% U_{2.20m}$ , et de plus  $U_a = 0$  m/s (vitesse nulle à la surface).

Nous faisons les hypothèses suivantes pour le calcul de la pression de vapeur :

(1)  $T_a = T_{sol}$

(2)  $H_{r_a} = H_{r_{sol}} = 100\%$  (hypothèse possible seulement à proximité de la surface, d'où le choix  $z_a = 0.01$  mètre)

Nous choisissons la valeur moyenne **Coefp** = 0.50 sur le glacier.

Nous obtenons ainsi la relation 26, que nous emploierons dans le modèle pour le flux de chaleur latente. Nous introduisons, de même que pour la chaleur sensible, un coefficient de correction, noté **Clat**.

$$Q_{lat} = 4.0 * \text{Clat} * \text{Stab} * U_{2.20m}(e_{1.80m} - e_{0.01m}) \quad (26)$$

$e_{1.80m}$  = Pression de vapeur à 1.80 mètres du sol (calculée à partir de  $T$  et  $H_r$  mesurés, en K)

$e_{0.01m}$  = Pression de vapeur à 0.01 mètres du sol (calculée à partir de  $T$  et  $H_r$  évalués, en K)

$U_{2.20m}$  = Vitesse du vent à 2.20 mètres du sol (mesurée, en m/s)

**Clat** = Coefficient de correction (sans unité)

**Stab** = Coefficient de stabilité (sans unité)

Le coefficient 4.0 provient de l'application numérique de la relation 24.

**Remarque :** la convention de signe que nous avons choisie implique  $Q_{lat} > 0$  en cas de condensation (gradient de tension de vapeur d'eau positif) et  $Q_{lat} < 0$  en cas d'évaporation (la quantité d'énergie qui intervient n'est alors pas disponible pour la fonte)

**Application numérique :** avec  $\text{Clat} = 1$ ,  $V_{2.20m} = 3$  m/s,  $H_{r_{1.80m}} = 40\%$ ,

- avec  $T_{sol} = 0^\circ\text{C}$ ,  $T_{1.80m} = 1^\circ\text{C}$  :  $\text{Stab} = 0.938$ ,  $Q_{sens} = -39.2$  W/m<sup>2</sup>,

- avec  $T_{sol} = 0^\circ\text{C}$ ,  $T_{1.80m} = 4^\circ\text{C}$  :  $\text{Stab} = 0.795$ ,  $Q_{sens} = -25.0$  W/m<sup>2</sup>.

#### 4.4. APPORTS PAR LES COUCHES INFÉRIEURES :

Le terme d'apport par les couches inférieures traduit l'existence d'un flux de chaleur vertical, montant depuis les couches inférieures du glacier, considérées comme isothermes à 0°C, vers la couche superficielle d'épaisseur e, dont la température est inférieure ou égale à 0°C. Ce flux de chaleur est proportionnel au gradient de température à la profondeur e. Nous estimerons ce gradient entre les profondeurs e et e/l, ce qui conduit pour le terme d'apport dans le modèle, à la relation 28, dans laquelle nous avons introduit un coefficient de correction **Cinf**.

$Q_{inf} = -k (dT / dz)_{-e} = -k (T_{e/l} - T_{glace}) / [(-e/l) - (-e)]$	(27)
<b>Avec:</b> $T_{glace} = 0^{\circ}C$ par hypothèse.	<b>On obtient donc :</b>
$Q_{inf} = -k C_{inf} T_{e/l} / \{ e (1 - 1/l) \}$	(28)
$k =$ Conductibilité thermique ( $k = 2 W/m^2/^{\circ}C$ )	[Liboutry, 1964]
<b>Remarque : dans les notations, e est positif =&gt; <math>Q_{inf} &gt; 0</math> si <math>T_{e/l} &lt; 0</math></b>	

**Application numérique :** e = 1.50 mètre, l = 2.5, Cinf = 1 :

- $T_{e/l} = -0.5^{\circ}C$  :  $Q_{inf} = 0.9 W/m^2$ ,
- $T_{e/l} = -5.0^{\circ}C$  :  $Q_{inf} = 9.0 W/m^2$ .

#### 4.5. RECHAUFFEMENT / REFROIDISSEMENT DU MANTEAU NEIGEUX :

L'évolution du profil de température dans la couche d'épaisseur e du glacier implique un réchauffement ou un refroidissement de cette couche. Lorsque celle-ci a tendance à se réchauffer, elle mobilise une quantité d'énergie qui n'est plus alors disponible pour la fonte. Inversement, lorsqu'elle se refroidit, elle libère une quantité d'énergie qui peut, éventuellement, être utilisée pour la fonte.

Pour obtenir la quantité d'énergie mise en jeu, il faut intégrer les variations dans le temps du profil de température. Puisqu'on peut écrire que l'intégrale de la dérivée dans le temps des températures est la dérivée de l'intégrale (terme (6) de l'équation 2), la quantité d'énergie cherchée correspond à la surface entre les profils de température aux instants (n) et (n+1). Cette surface est représentée plus loin, sur la figure 7, dans laquelle elle apparaît en hachures. Partant de ce principe, nous aboutissons à l'équation 29, dans laquelle nous introduisons le coefficient de correction **Crech**, destiné à compenser toutes les approximations faites sur les profils de température. Nous distinguons une couche de neige, d'épaisseur e/l et de masse volumique Vm1, et une couche de glace, d'épaisseur e(1-1/l) et de masse volumique Vm2, ainsi qu'il apparaît sur la figure 4.

$Q_{rech} = \int_0^e \rho c (dT/dt) dz = d/dt \{ \int_0^e \rho c T dz \}$	
$Q_{rech} = 0.5 Crech * c * e/l / pdt$	
$* \{ Vm1 (T_{e/l}^{(n)} + T_{sol}^{(n)} - T_{e/l}^{(n-1)} - T_{sol}^{(n-1)}) + Vm2 (l-1) (T_{e/l}^{(n)} - T_{e/l}^{(n-1)}) \}$	(29)
<b>c = Capacité calorifique de la neige / glace (<math>c = 2090 J/kg/^{\circ}C</math>)</b>	
<b>Vm1 = Masse volumique de la neige (nous prenons <math>Vm1 = 400 kg/m^3</math>)</b>	
<b>Vm2 = Masse volumique de la glace (nous prenons <math>Vm2 = 700 kg/m^3</math>)</b>	
<b><math>T_{e/l}</math> = Température à la profondeur e/l (calculée, en °C)</b>	
<b><math>T_{sol}</math> = Température du sol (calculée, en °C)</b>	
<b>pdt = pas de temps du calcul (s)</b>	
<b>(n) désigne le pas de temps courant</b>	
<b>(n-1) désigne le pas de temps précédent</b>	
<b>Crech = Coefficient de correction (sans unité)</b>	
<b>Rappel : <math>T_{glace} = T_e = 0^{\circ}C</math> par hypothèse.</b>	

**Remarque :** avec les notations ci-dessus  $Q_{rech}$  est positif si les températures augmentent, et négatif dans le cas contraire. Ceci signifie que  $Q_{rech}$  est positif " au détriment " du terme de fonte, et négatif " à son profit ".

**Application numérique :** en prenant  $T_{e/l}^{n-1} = T_{sol}^{n-1} = 0^{\circ}\text{C}$  et  $T_{e/l}^n = T_{sol}^n = -1^{\circ}\text{C}$ ,  $e = 1.50$  mètre et  $T_{e/l}^{n-1} = T_{sol}^{n-1} = 0^{\circ}\text{C}$   $l = 2.5$ ,  $pdt = 21600$  s (6 heures), et  $C_{rech} = 1$ , on obtient  $Q_{rech} = 53.7 \text{ W/m}^2$ .

#### 4.6. APPORTS DE CHALEUR PAR LES PRECIPITATIONS :

Le terme d'apport de chaleur par les précipitations s'écrit selon les relations 30 et 31 [Obled et Rosse, 1975].

**EN CAS DE PLUIE :**

$$Q_{prec} = \rho_w c_w l T_p \quad (30)$$

**EN CAS DE NEIGE :**

$$Q_{prec} = \rho_n c_n l (T_p - T_s) \quad (31)$$

$\rho_w$  = Masse volumique de l'eau ( $\rho = 1000 \text{ kg/m}^3$ )

$\rho_n$  = Masse volumique du manteau neigeux ( $\text{kg/m}^3$ )

$c_w$  = Capacité calorifique de l'eau liquide ( $\text{J/kg/}^{\circ}\text{C}$ )

$c_n$  = Capacité calorifique de l'eau solide ( $c = 2093 \text{ J/kg/}^{\circ}\text{C}$ )

$l$  = Intensité des précipitations (mètres d'eau / s)

$T_p$  = Température des précipitations ( $^{\circ}\text{C}$ )

$T_s$  = Température de la surface ( $^{\circ}\text{C}$ )

**Application numérique :** sur le glacier du Zongo, pratiquement seul le cas des précipitations neigeuses nous intéresse.

En prenant :  $l = 5.5 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$  (= 20 mm/h),  $T_p = 0^{\circ}\text{C}$ ,  $T_s = -4^{\circ}\text{C}$ ,  $\rho_n = 200 \text{ kg/m}^3$ , on trouve :  $Q_{prec} = 9.3 \text{ W/m}^2$ .

**Commentaire :** ce terme apparaît faible par rapport à tous les autres précédemment calculés. Notons que, dans les mesures effectuées, nous ne disposons ni de la température des précipitations (qu'on approxime souvent, en cas de neige, par la température de l'air), ni des heures d'occurrence des précipitations. Nous ne prendrons donc pas ce terme en compte dans le modèle, d'une part parce qu'il est négligeable, et d'autre part parce que nous ne disposons pas des éléments pour le calculer de façon satisfaisante

#### 4.7. TERME DE FONTE :

Le terme de fonte est le terme (8) de l'équation 2. Nous l'obtenons par le calcul de tous les autres. Il fournit directement le débit issu de la fonte sur un secteur selon la relation 32.

$$E_{\text{fonte}} = L_f F$$

$E_{\text{fonte}}$  = Energie disponible pour la fonte ( $\text{W/m}^2$ )

$L_f$  = Chaleur latente de fusion de la neige / glace ( $L_f = 334000 \text{ J/kg}$ )

$F$  = Masse d'eau fondue par unité de temps et de surface ( $\text{kg/s/m}^2$ )

Et nous obtenons un débit de fonte produit par le secteur :

$$Q_{\text{fonte}} = \alpha * E_{\text{fonte}} * \text{Surf} / L_f \quad (32)$$

$Q_{\text{fonte}}$  = Débit issu de la fonte sur le secteur ( $\text{l/s}$ )

$\text{Surf}$  = Surface du secteur ( $\text{m}^2$ )

$\alpha$  = Coefficient intégrateur (sans unité)

Nous introduisons donc un " coefficient intégrateur "  $\alpha$ , qui est destiné à corriger la surface du secteur telle qu'elle est déterminée par planimétrie, en fonction essentiellement de son exposition et de sa morphologie. Les secteurs crevassés par exemple, ont une surface participant à la fonte plus importante que leur surface au sens géographique (surface plane mesurée sur la carte). Ou encore, un secteur bien régulier de névés, assez pentu et mal exposé, aura une contribution à l'écoulement plus faible qu'un secteur de même surface mais plat et bien exposé.

**Remarque :** théoriquement le terme  $L_f F$  peut correspondre à une fusion, mais aussi à une solidification (regel). Dans ce dernier cas,  $F$  est algébriquement négative, et correspond à la masse d'eau qui regèle par unité de temps et de surface. Cependant, comme  $F$  est la sortie de notre modèle, et que cette sortie est un débit, nous préférons garder ce terme toujours positif (présence de fonte et d'un débit de fonte  $> 0$ ), ou nul (absence de fonte, et débit de fonte nul). Nous verrons dans le paragraphe suivant comment nous faisons appel à un terme de regel, qui prend en compte les cas où  $F$  est négative, de façon à ce que  $L_f F$  reste bien un terme quantifiant une fonte et rien d'autre.

**Application numérique :** pour une surface de  $1 \text{ km}^2$  et  $\alpha = 1$  :

- avec  $L_f F = 1 \text{ W/m}^2$  :  $F = 3 \cdot 10^{-6} \text{ kg/m}^2/\text{s}$  et  $Q_{\text{fonte}} = 3 \text{ l/s}$ ,
- avec  $L_f F = 50 \text{ W/m}^2$  :  $F = 1.5 \cdot 10^{-4} \text{ kg/m}^2/\text{s}$  et  $Q_{\text{fonte}} = 150 \text{ l/s}$ ,
- avec  $L_f F = 200 \text{ W/m}^2$  :  $F = 6 \cdot 10^{-4} \text{ kg/m}^2/\text{s}$  et  $Q_{\text{fonte}} = 600 \text{ l/s}$ .

## 4.8. TERMES SUPPLEMENTAIRES :

### 4.8.1. Chaleur libérée par le regel :

La fonte sur le glacier est un phénomène essentiellement superficiel [Lliboutry, 1964 ; Obled et Rosse, 1975;]. En général, une grande partie de l'eau fondue en surface percole à travers le manteau neigeux. En cas de refroidissement du manteau, cette eau peut regeler, et libérer ainsi une certaine quantité d'énergie qu'il faut prendre en compte dans le bilan.

Pour évaluer ce terme, nous procéderons de la façon suivante. En cas de fort refroidissement, le terme (8) de l'équation 2, noté  $L_f F$ , est négatif. Algébriquement, ceci veut dire que  $F$  (masse d'eau liquide ou solide qui change d'état) est négative : il n'y a plus fonte, mais solidification de l'eau qui a percolé dans les heures précédentes. Cependant, nous préférons que  $F$  reste, pour la raison exprimée au paragraphe précédent, positive ou nulle. Ceci nous oblige à introduire, le cas échéant, **un terme de regel** que nous noterons **Qregel**, dans l'autre membre de l'équation. En fait, lorsque le terme de fonte est négatif, nous fractionnons  $L_f F$  en une partie **Qregel**, et en une autre partie qui va contribuer au refroidissement du manteau, comme nous le verrons dans le chapitre traitant du fonctionnement du modèle. Ce terme est défini selon la relation 33.

**Nous vérifions s'il y a REGEL ou PAS par un premier calcul de l'équation de bilan 2 :**

-> Si  $L_f F > 0$  : il n'y a pas de regel :  $Q_{\text{regel}} = 0$

=> on continue le calcul.

-> Si  $L_f F < 0$  et  $(L_f F)^{n-1} > 0$  : il y a regel :  $Q_{\text{regel}} = C_{\text{regel}} * (L_f F)^{n-1}$  (33)

=>  $Q_{\text{regel}} (> 0)$  est ajouté au premier membre de l'équation de bilan

=> on recommence le calcul de  $L_f F$

-> Si  $L_f F < 0$  et  $(L_f F)^{n-1} = 0$  : regel effectué au pas de temps précédent :  $Q_{\text{regel}} = 0$

=> on continue le calcul.

$L_f$  = Chaleur latente de fusion de la glace ( $L_f = 335000 \text{ J/kg}$ )

$F$  = Masse d'eau fondue par unité de temps et de surface ( $\text{kg/s/m}^2$ )

$(L_f F)^{n-1}$  = Quantité d'énergie utilisée pour la fusion au pas de temps précédent ( $\text{W/m}^2$ )

$C_{\text{regel}}$  = part de l'eau fondue au pas de temps précédent qui regèle (%)



L'idée qui guide le calcul de  $Q_{\text{regel}}$  est donc la suivante :

- s'il y a regel (un premier calcul conduit alors à une valeur négative de  $L_f F$ ) : l'énergie  $Q_{\text{regel}}$  libérée correspond au regel d'une fraction, notée  $C_{\text{reg}}$ , de l'eau qui a fondu et percolé au pas de temps précédent ( $Q_{\text{regel}}$  est alors soustrait à  $L_f F$ , ou ajouté dans l'autre membre de l'équation du bilan, ce qui revient au même),

- s'il n'y a pas regel : alors  $Q_{\text{regel}}$  est nul. Ceci est le cas d'une part lorsqu'un premier calcul donne une valeur positive de  $L_f F$  (ce qui traduit le fait qu'il y a fonte et pas regel), d'autre part lorsque la fonte du pas de temps précédent était nulle (alors, en général, le regel a eu lieu au pas de temps précédent).

D'autre part, ce regel d'une partie de l'eau qui a percolé constitue dans le manteau neigeux une source d'énergie. Cette source d'énergie induit un "terme source" dans l'équation de la chaleur, qui régit le profil de température dans le manteau. L'expression de ce terme source est donnée par la relation 34. Nous verrons dans la suite qu'il nous suffit de le connaître dans la couche supérieure du manteau neigeux (d'épaisseur  $e/l$ , dans laquelle nous résoudrons l'équation de la chaleur). Nous introduisons dans ce terme source un coefficient correcteur  $C_{\text{qs}}$ , qui représente en fait la part de l'énergie qui est effectivement libérée dans la couche d'épaisseur  $e/l$ .

**La quantité d'énergie libérée est :  $Q_{\text{regel}} = C_{\text{reg}} * (L_f F)^{n-1}$**

**Ce qui conduit au terme source suivant :**

$$q_s = C_{\text{qs}} * C_{\text{reg}} * (L_f F)^{n-1} / (V_{m1} * c * e/l) \quad (34)$$

**$q_s$  = Terme source de l'équation de la chaleur ( $^{\circ}\text{C}$ )**

**$V_{m1}$  = Masse volumique de la neige ( $V_{m1} = 400 \text{ kg/m}^3$ )**

**$c$  = Capacité calorifique de la neige ( $c = 2093 \text{ J/kg/}^{\circ}\text{C}$ )**

**$C_{\text{qs}}$  = Coefficient correcteur (sans unité)**

#### 4.8.2. Débit ruisselé :

De façon générale, l'eau de fusion superficielle percole vers les couches inférieures. Il peut cependant se produire un cas de figure particulier, mais qui a déjà pu être observé sur le glacier du Zongo (précisément durant le mois d'août 1994). Après une période de froid prolongé et sans précipitation, la couche de neige de l'année hydrologique en cours peut s'être suffisamment tassée et refroidie, et se retrouver pratiquement à l'état de glace. On observe alors sur le glacier un fort ruissellement, qui provient du fait que l'eau produite par la fusion superficielle a, d'une part, du mal à s'infiltrer, et d'autre part, trouve facilement des chemins d'écoulement en surface (remarquons que ceci peut aussi se produire après une période de forte ablation sans précipitation durant laquelle la couche de glace de l'année précédente aurait été mise à nu). Il nous faut donc prendre en compte cette situation dans le modèle. Pour cela, nous choisirons deux indicateurs, qui permettent de déterminer le moment où les conditions de ruissellement sont réunies :

- Une pluie cumulée sur le dernier mois **PCM** (Pluie Cumulée Mensuelle),

- Une moyenne des températures négatives, calculée sur le dernier mois **TMN** (Température Mensuelle Négative).

Autrement dit, les conditions de ruissellement sont réunies lorsque PCM et TMN sont toutes les deux inférieures à des seuils. On considèrera alors que l'eau fondue en surface ruisselle avec un coefficient de ruissellement de 0,8. L'expression du terme de ruissellement  $Q_{\text{ruis}}$  est donnée par la relation 35. Notons au passage l'introduction de deux nouveaux coefficients **Tseuil** et **Pseuil** définis ci-après.

Nous verrons dans la suite comment le débit ruisselé  $Q_{\text{ruis}}$ , quand il n'est pas nul, est retranché à  $L_f F$ . Ceci permet en fait d'obtenir la situation très particulière suivante :

- une partie de l'eau de fusion superficielle (80%) ruisselle et va former le débit, alors que celui-ci est normalement constitué d'eau ayant percolé,

- l'autre partie (les 20% restant, au lieu de 100% normalement) percole vers les couches inférieures. Cette partie va nécessairement regeler puisque la température du manteau neigeux est très

basse, ce qui est la condition du ruissellement. Elle ne contribuera donc pas au débit, mais au réchauffement du manteau.

<p>Il y a ruissellement si :                   -&gt; <math>PCM &lt; P_{seuil}</math>                  Et                   -&gt; <math>TMN &lt; T_{seuil}</math>                  Alors :                   <math>Q_{ruis} = 0.8 * L_f F</math>           (sinon <math>Q_{ruis} = 0</math>)                   (35)  <math>PCM =</math> Pluie cumulée sur le dernier mois (mm)  <math>TMN =</math> Moyenne sur le dernier mois des Températures négatives (°C)  <math>P_{seuil} =</math> Seuil de Pluie (mm)  <math>T_{seuil} =</math> Seuil de température (°C)</p>
---

#### 4.9. MODELISATION DE LA FONTE SUR LA MORAINES :

Dans un bassin versant tel que celui du glacier Zongo, la surface occupée par la moraine (0.9 km<sup>2</sup> dans le cas du glacier Zongo) ne peut a priori être négligée, du point de vue de l'écoulement, devant la surface totale (2.97 km<sup>2</sup>). Il faut donc modéliser les apports de cette moraine, à la fois par fonte et par ruissellement. La modélisation du ruissellement peut se faire par une approche classique. Pour ce qui est de la fonte de la neige accumulée, nous privilégierons une approche simple. En effet, il n'est pas nécessaire d'envisager, comme sur le glacier des phénomènes de percolation et de regel. La modélisation choisie repose sur les idées simples suivantes:

**S'il y a précipitation :**

- et s'il gèle : alors il y a accumulation de neige,
- et s'il ne gèle pas : alors apparaissent:

- un ruissellement (le débit est proportionnel à la surface par l'intermédiaire d'un coefficient de ruissellement)
- une fonte (le débit est proportionnel à la température de l'air  $T_{air}$  par l'intermédiaire d'un coefficient de fonte),

**S'il n'y a pas précipitation :**

- et s'il gèle : il ne se passe rien,
- et s'il ne gèle pas : il se produit une fonte du stock de neige, de la même façon qu'expliqué ci-avant.

Finalement, les apports de la moraine sont introduits dans le modèle selon la relation 36. Cette modélisation introduit les coefficients  $C_{fonte}$  et  $C_{ruis}$  définis ci-après.

<p><math>Q_{moraine} = \{ C_{fonte} * T_{ref} * S_{moraine} + (1 - I_{gel}) * C_{ruis} * P * S_{moraine} \} / pdt</math>                   (36)</p> <p><math>S_{moraine} =</math> Surface de la moraine (m<sup>2</sup>)</p> <p><math>Q_{moraine} =</math> Débit apporté par la moraine (l/s)</p> <p><math>C_{fonte} =</math> Coefficient de fonte (l/°C/m<sup>2</sup>, &lt; 1)</p> <p><math>T_{ref} =</math> Température de référence (<math>T_{ref} = T_{air}</math> si <math>T_{air} &gt; 0</math>, 0 sinon) (°C)</p> <p><math>I_{gel} =</math> Indicateur de gel (<math>I_{gel} = 0</math> si <math>T_{air} &gt; 0</math>, 1 sinon) (sans unité)</p> <p><math>C_{ruis} =</math> Coefficient de ruissellement (<math>C_{ruis} &lt; 1</math>) (sans unité)</p> <p><math>P =</math> Précipitations (m)</p> <p><math>pdt =</math> Pas de temps du calcul (s)</p> <p>Remarque: il convient bien sûr de gérer un stock de neige :</p> <p><math>Stock^{(n)} = Stock^{(n-1)} - C_{fonte} * T_{ref} * S_{moraine} + I_{gel} * P * S_{moraine}</math></p> <p>Et de vérifier à chaque pas de temps : <math>Q_{fonte} &lt; Stock^{(n-1)}</math></p> <p><math>Stock =</math> Stock de neige (en équivalent l/s)</p> <p>(n) et (n-1) désignent la fin des pas de temps courant et précédent</p>
--

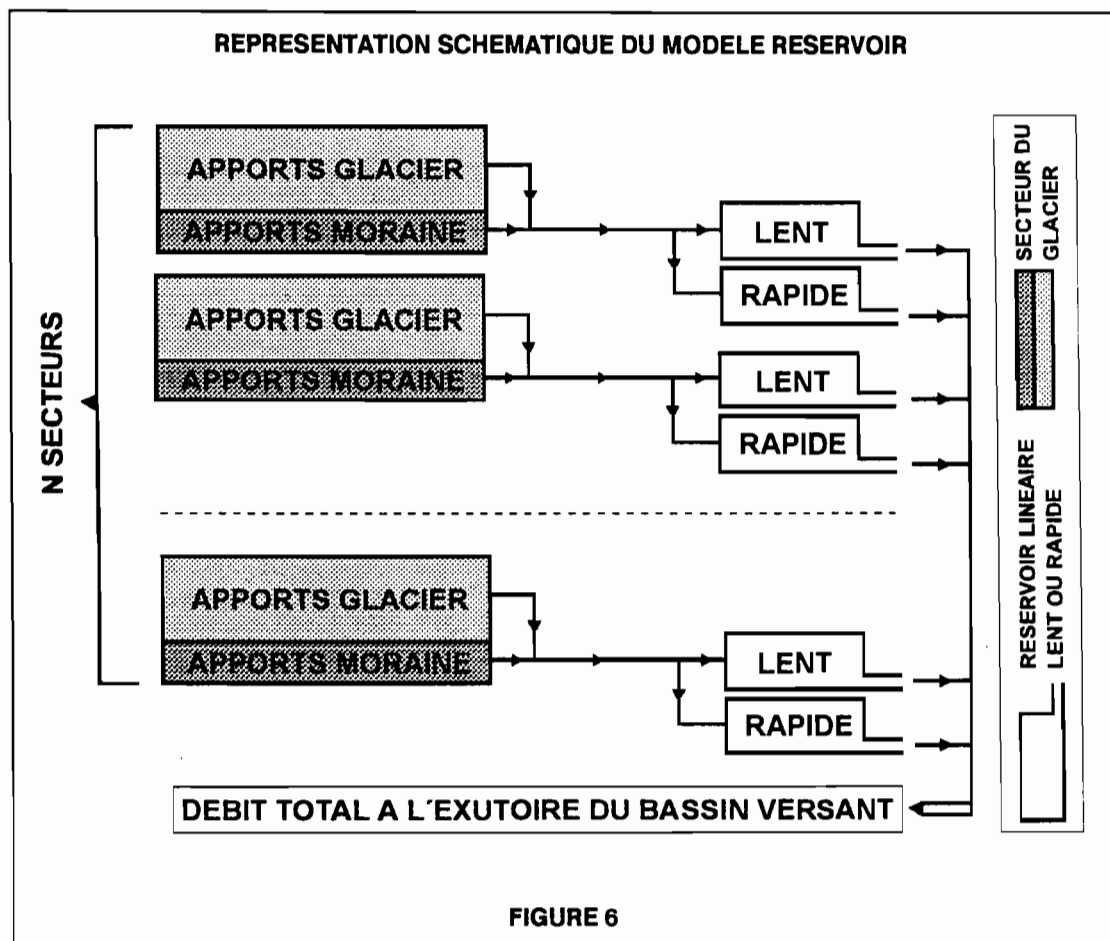
#### 4.10. MODELE RESERVOIR :

Les termes de fonte sur le glacier et la moraine vont produire des pics de débit, en réponse à des épisodes de fortes radiations ou de fortes températures. Ces pics de débits se retrouvent " en sortie " de chacun des secteurs modélisés du glacier. Il faut donc les acheminer jusqu'à l'exutoire du bassin versant. Pour cela, nous utiliserons un modèle de réservoir linéaire [Braun et al., 1993 ; Oerther et Reinwarth, 1990]], qui introduit simultanément un temps de transit des débits vers l'exutoire et une dépendance des débits avec les débits précédents (sans quoi ceux-ci ne dépendraient que des seules variables météorologiques en entrée du modèle).

Le principe de la modélisation est simple :

- chacun des secteurs fournit des apports, provenant soit de la fonte sur le glacier lui-même, soit des moraines,
- ces apports alimentent un réservoir, en sortie de chacun des secteurs. Tous les réservoirs, correspondant à autant de secteurs, sont mis en parallèle et fournissent le débit total à l'exutoire du bassin versant.

Nous introduirons cependant un élément supplémentaire dans cette modélisation. En effet, les chemins suivis par l'eau dans et sous le glacier peuvent être très différents, de même que les temps de transit qui en découlent. Si nous pouvons supposer que l'eau parvient toujours jusqu'au bedrock, ou dans des chenaux d'écoulement principaux, elle peut d'abord percoler pendant longtemps, ou au contraire être drainée rapidement vers une crevasse ou un moulin. C'est pourquoi nous introduirons en sortie de chacun des secteurs non plus un mais deux réservoirs, un " lent " et un " rapide ", placés en parallèle, et en entrée desquels les apports du secteur se divisent selon un certain pourcentage. La figure 36 représente schématiquement le modèle, avec un débit pour chacun des secteurs provenant du glacier et de la moraine, qui se partage en entrée des deux réservoirs en parallèle.



Nous aboutissons donc, pour le modèle réservoir à l'expression 37, et nous introduisons les paramètres **Cdeb**, **Crap** et **Cmdeb**.

$$Q_{fin} = Crap * Q * \{1 - \exp[-pdt/Cdeb]\} + Qrap_o * \exp[-pdt/Cdeb] \\ + (1 - Crap) * Q * \{1 - \exp[-pdt/(Cdeb * Cmdeb)]\} + Qlent_o * \exp[-pdt/(Cdeb * Cmdeb)] \quad (37)$$

**Q<sub>fin</sub>** = Débit total en sortie des deux réservoirs (l/s)

**Q** = Débit total en entrée des deux réservoirs (Apports glacier + moraine) (l/s)

**Crap** = Part de Q entrant dans le réservoir rapide (sans unité, < 1)

**1-Crap** = Part de Q entrant dans le réservoir lent (sans unité, < 1)

**Cdeb** = Coefficient de débit du réservoir rapide (s)

**Cmdeb \* Cdeb** = Coefficient de débit du réservoir lent (s)

**Cmdeb** = Coefficient multiplicateur de Cdeb (sans unité, > 1)

**Qrap<sub>o</sub>** = Débit en sortie du réservoir rapide au pas de temps précédent (l/s)

**Qlent<sub>o</sub>** = Débit en sortie du réservoir lent au pas de temps précédent (l/s)

**pdt** = pas de temps du calcul (s)

## 5. FONCTIONNEMENT DU MODELE :

### 5.1. LES ENTREES DU MODELE :

Le chapitre précédent a permis de faire un inventaire des entrées nécessaires au fonctionnement du modèle. En théorie, il faut connaître sur chaque secteur :

- la température moyenne,
- les précipitations,
- la radiation globale,
- divers gradients à la surface : gradient de température, gradient d'humidité relative, gradient de vent.

Nous verrons dans la suite que nous serons amenés, pour le cas du glacier Zongo à faire quelques hypothèses et quelques traitements sur les données dont nous disposons, afin d'obtenir ces entrées sur tous les secteurs du glacier.

### 5.2. PRINCIPE GENERAL DU FONCTIONNEMENT :

Le modèle repose sur la résolution, à chaque pas de temps et sur chaque secteur du glacier, de l'équation du bilan d'énergie donnée par la relation 2. On peut classer les termes de cette équation en deux groupes :

- certains de ces termes ne dépendent que des entrées du modèle. C'est le cas du bilan radiatif de courtes longueurs d'onde, du rayonnement atmosphérique et du flux de chaleur sensible.
- tous les autres termes dépendent des entrées du modèle et du profil de température dans le manteau (flux de chaleur sensible et terme de fonte par différence de tous les autres), ou du profil de température seul (rayonnement du sol, apport par les couches inférieures, terme de réchauffement refroidissement)

Les termes qui ne dépendent que des entrées du modèle sont déterminés et fixes pour un pas de temps donné. Les autres sont, par contre, susceptibles d'évoluer si le profil de température dans le manteau évolue. On voit ici apparaître le principe du fonctionnement du modèle, qui peut s'énoncer comme suit :

**L'évolution du profil de température sert à équilibrer le bilan énergétique à chaque pas de temps.**

L'évolution dans le temps du profil de température dans le manteau (profil en trois points) est quant à elle complètement déterminée par celle de  $T_{sol}$  ou de  $T_e/l$ , puisque  $T_{glace}$  est par hypothèse constante et égale à  $0^\circ C$ . Si par exemple, on fait varier  $T_e/l$ , on peut recalculer  $T_{sol}$  par l'équation de la chaleur, et par la suite recalculer tous les termes du bilan qui dépendent du profil de température. On peut alors vérifier si le bilan est équilibré, et recommencer à faire varier  $T_e/l$  si ce n'est pas le cas. " Equilibrer " signifie ici vérifier que tous les termes du bilan ont un ordre de grandeur correct les uns vis à vis des autres.

L'évolution du profil de température, et la manière d'équilibrer le bilan d'énergie, seront guidées par les principes suivants :

**1) Il ne peut y avoir de débit de fonte si  $T_e/l < 0$ .** En effet, imaginons qu'il se produise une fusion superficielle importante. L'eau fondue va percoler. Si elle rencontre un milieu à une température négative, tout ou partie de cette eau va regeler, et libérer de l'énergie qui va réchauffer le milieu. Si la quantité d'eau fondue superficiellement est suffisante pour ramener par regel le milieu à  $0^\circ C$ , on a un débit de fonte, sinon le débit de fonte est nul.

**2) Le terme de fonte  $L_f$  ne peut être négatif.** Si tel est le cas lors de la première itération, c'est qu'on se trouve en situation de regel et de refroidissement du manteau. Il faut alors faire en sorte que ce terme se dissipe dans un terme de regel et dans le terme de refroidissement.

Le principe général de fonctionnement du modèle est résumé dans le cadre suivant.

## FONCTIONNEMENT DU MODELE

**ON CALCULE UNE PREMIERE FOIS LE BILAN ENERGETIQUE : on obtient  $L_f F_0$**

**1 ) SI LE TERME DE FONTE  $L_f F_0$  EST POSITIF : il y a fusion superficielle**

**= > l'eau fondue percole. On a alors deux possibilités :**

**1)  $T_{e/l} = 0^\circ\text{C}$  : le manteau ne doit pas être réchauffé :**

**= > toute l'eau percole et  $Q_{\text{fonte}} = L_f F_0$**

**= > Passage au pas de temps suivant**

**2)  $T_{e/l} < 0^\circ\text{C}$  : le manteau doit être réchauffé :**

**= > une partie de l'eau regèle**

**= > On AUGMENTE  $T_{e/l}$  et on recalcule  $T_{\text{sol}}$  et le bilan complet (itérations) jusqu'à ce que :**

**->  $T_{e/l} = 0^\circ\text{C}$  (alors  $L_f F < L_f F_0$ )**

**ou ->  $L_f F = 0$**

**= > Passage au pas de temps suivant**

**2 ) SI LE TERME DE FONTE  $L_f F_0$  EST NEGATIF :**

**= > Il y a regel de l'eau percolée et refroidissement du manteau**

**= > On détermine le terme de regel selon l'équation 33 ( $Q_{\text{regel}} > 0$ )**

**= > On DIMINUE  $T_{e/l}$  et on recalcule  $T_{\text{sol}}$  et le bilan complet (itérations) jusqu'à ce que :**

**= >  $L_f F = 0$**

**-> alors on a  $Q_{\text{rech}} < 0$ , et  $Q_{\text{regel}} - Q_{\text{rech}} = -L_f F_0$ .  $L_f F_0$  s'est partagée entre un regel et un refroidissement supplémentaire du manteau**

**ou = >  $T_{e/l} < \text{seuil}$**

**= > Passage au pas de temps suivant**

### 5.3. RESOLUTION DE L'EQUATION DE LA CHALEUR :

Nous venons de voir au paragraphe précédent que les variations dans le temps du profil de température dans le manteau permettent à chaque pas de temps d'équilibrer le bilan énergétique. Le principe est de faire augmenter ou diminuer  $T_{e/l}$ , en fonction de caractère positif ou négatif de la première valeur obtenue pour le terme de fonte  $L_f F$ . Reste à déterminer complètement ce profil, c'est à dire à calculer  $T_{\text{sol}}$ .

Pour calculer  $T_{\text{sol}}$  à chaque pas de temps, connaissant  $T_{\text{glace}}$ ,  $T_{\text{air}}$  et  $T_{e/l}$  au pas de temps courant, ainsi qu'au pas de temps précédent, nous résolvons l'équation de la chaleur par une méthode aux différences finies. Nous faisons intervenir 3 points sur deux pas de temps, soit 6 points en tout. Ces points apparaissent sur la figure 7, à l'intérieur du cadre (on pourra aussi se reporter à la figure 4), il s'agit de  $T_{e/l}^n$ ,  $T_{e/l}^{n-1}$ ,  $T_{\text{air}}^n$ ,  $T_{\text{air}}^{n-1}$ ,  $T_{\text{sol}}^n$  et  $T_{\text{sol}}^{n-1}$ , les exposants  $n$  et  $n-1$  désignant respectivement les pas de temps courant et précédent.

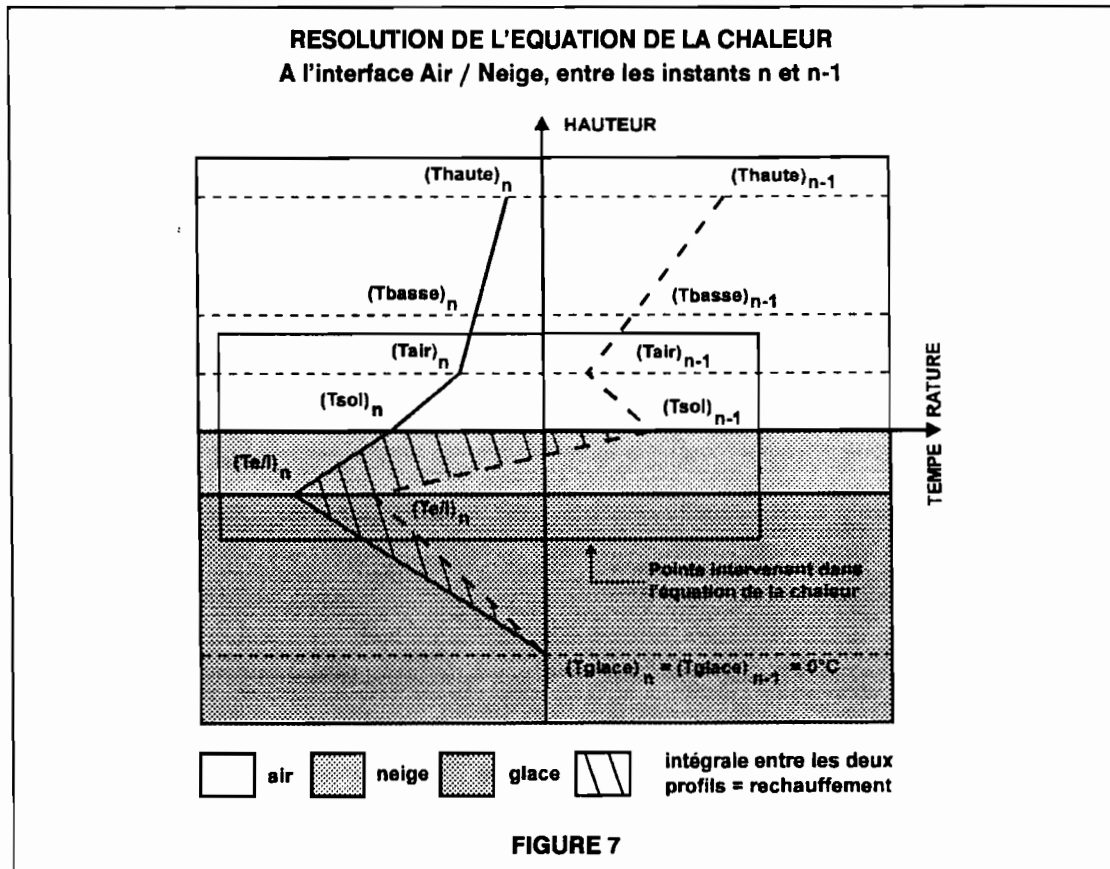
**Rappel :**  $T_{\text{air}}$  est calculé, à la hauteur  $e/l$ , par interpolation ou extrapolation de  $T_{\text{haute}}$  et  $T_{\text{basse}}$ .

**Remarque :** il y a, à chaque pas de temps, deux inconnues dans le profil de températures :  $T_{\text{sol}}$  et  $T_{e/l}$ . Il faut donc fixer l'une des deux pour déterminer l'autre. Nous avons choisi de faire les itérations sur

$T_{e/l}$  plutôt que sur  $T_{sol}$ . Ce choix n'est pas un hasard. En effet, pour résoudre l'équation de la chaleur à partir de 3 points comme nous le faisons, deux possibilités s'offraient à nous :

- fixer  $T_{sol}$  et calculer  $T_{e/l}$  en faisant intervenir les températures  $T_{sol}$ ,  $T_{e/l}$  et  $T_{glace}$ ,
- fixer  $T_{e/l}$  et calculer  $T_{sol}$  en faisant intervenir les températures  $T_{air}$ ,  $T_{sol}$  et  $T_{e/l}$ .

Nous avons choisi cette dernière solution parce qu'elle permet de prendre en compte la notion d'interface, qui implique que les températures de l'air influent sur celles de la neige et réciproquement dans une moindre mesure, mais qui permet surtout à  $T_{sol}$  d'être fonction en même temps des températures de l'air et du manteau, alors que la première solution ne la rendrait fonction que des seules températures du manteau.



Nous reprenons la solution de l'équation de la chaleur (relation 3) donnée dans " numerical recipes " [Press et al.,1989, p.638-639], dans le cas où le coefficient de diffusion  $h$  est variable dans l'espace. En effet, la moitié du domaine de résolution est dans l'air, et l'autre dans la glace. En fait, deux cas de résolutions différents interviennent dans le modèle :

**1) pour connaître  $T_{sol}$  en fonction des autres températures :** nous avons retenu le schéma " fully implicit ", qui donne  $T_{sol}^n$  directement en fonction de  $T_{e/l}^n$ ,  $T_{air}^n$  et  $T_{sol}^{n-1}$ . L'exposant  $n$  désigne le pas de temps courant, et l'exposant  $n-1$ , le pas de temps précédent (Cf figure 7). Cette solution s'écrit selon la relation 38, et s'applique à notre cas selon la relation 39.

**2) pour connaître  $T_{e/l}$  lors de la première itération :** en effet, les itérations sont plus rapides avec une valeur initiale de  $T_{sol}^n$  qui a un bon ordre de grandeur. Nous avons pour cela retenu le schéma " fully explicit " avec pas d'espace variable (les points intervenant sont aux profondeurs  $0$ ,  $-e/l$  et  $-e$ ) qui donne  $T_{e/l}^n$  directement en fonction de  $T_{e/l}^{n-1}$ ,  $T_{sol}^{n-1}$  et  $T_{glace}^{n-1}$ . Cette solution s'écrit selon la relation 40, et s'applique à notre cas selon la relation 41.

$(U_j^n - U_j^{n-1}) / dt = \{ h_{j+1/2} (U_{j+1}^n + U_j^n) + h_{j-1/2} (U_j^n + U_{j-1}^n) \} / (dx^2) + qs \quad (38)$ <p> <b>n = Indice temporel</b> <span style="float: right;"><b>U = Grandeur calculée</b></span>  <b>j = Indice spatial</b> <span style="float: right;"><b>dx = Pas d'espace</b></span>  <b>h = Coefficient de diffusion</b> <span style="float: right;"><b>dt = Pas de temps</b></span>  <b>qs = terme source défini selon 34</b> </p>
$Tsol^n = 1 / \{ 1 + (da * dn) * pdt / (e/l)^2 \} * \{ Tsol_{n-1} + da * pdt / (e/l)^2 * Tair_n + dn * pdt / (e/l)^2 * Te/l_n + qs * pdt \} \quad (39)$ <p> <b>da = Diffusivité thermique de l'air</b> (<math>da = 0.000019 / Coefp \text{ m}^2/s</math> [LLiboutry, 1964])  <b>dn = Diffusivité thermique de la neige</b> (<math>dn = 0.0000006 \text{ m}^2/s</math> [LLiboutry, 1964])         </p>
$(U_j^n - U_j^{n-1}) / dt = \{ h_{j+1/2} (U_{j+1}^{n-1} + U_j^{n-1}) \} / dx_{j+1/2}^2 + h_{j-1/2} \{ (U_j^{n-1} + U_{j-1}^{n-1}) \} / dx_{j-1/2}^2 \quad (40)$ <p>Mêmes notations que ci-dessus, on néglige le terme source qs</p>
$Te/l_n = \{ 1 - pdt * [dn * dg / (l-1)^2] / (e/l)^2 \} * Te/l_{n-1} + dn * pdt / (e/l)^2 * Tsol_{n-1} \quad (41)$ <p><b>dg = Diffusivité thermique de la glace</b> (<math>dn = 0.000001 \text{ m}^2/s</math> [LLiboutry, 1964])</p>

#### 5.4. CAS PARTICULIERS : REGEL ET RUISSELLEMENT :

Les termes de regel  $Q_{regel}$  et de ruissellement  $Q_{ruis}$ , définis respectivement par les équations 33 et 35 induisent dans le fonctionnement du modèle des effets un peu particuliers.

**Terme de regel :** nous en avons déjà discuté le rôle au cours des paragraphes précédents. Soulignons simplement qu'il permet de mieux gérer le cas où  $L_f F_0$  est négatif. Le terme de regel ne peut pas être trop important. En effet, Lliboutry [1964] estime qu'environ seule 20% de l'eau capillaire (celle qui a percolé) peut regeler. Lorsqu'on se trouve en présence d'un terme  $L_f F_0$  fortement négatif, une telle valeur ne peut être imputée complètement au regel : en effet, il faut faire également intervenir le refroidissement du manteau. Ainsi une valeur négative de  $L_f F_0$ , assez faible en valeur absolue, pourra-t-elle être compensée par le terme  $Q_{regel}$ , une fois ramenée à 0 par les itérations. Par contre, une valeur négative de  $L_f F_0$ , forte en valeur absolue, ne pourra pas être ramenée à 0 par la simple introduction du terme de regel. Cela ne pourra se faire qu'avec la contribution d'un terme de réchauffement/refroidissement important et négatif, traduisant un refroidissement du manteau. Notre convention qui interdit à  $L_f F$  d'être négatif, et l'introduction d'un terme de regel s'avèrent donc finalement assez pratiques pour cette gestion du partage entre regel et refroidissement du manteau.

**Terme de ruissellement :** ce terme, nous l'avons vu, prend en compte, dans certaines conditions très particulières, la possibilité pour l'eau issue de la fusion superficielle de ruisseler avec un coefficient de ruissellement de 0.8. Dans ce cas précis, cette eau ne percole pas, et ne peut donc pas regeler en profondeur et réchauffer le manteau. Supposons que nous nous trouvions en conditions de ruissellement, et qu'un premier calcul donne  $L_f F_0 > 0$ . Le modèle fonctionne alors de la façon suivante :

- le débit issu de la fonte est directement donné par  $0.8 * L_f F_0$ ,
- le reste de l'eau de fusion, soit  $0.2 * L_f F_0$  va percoler, et regeler puisque le manteau neigeux est très froid. Avant de commencer les itérations, nous enlevons donc  $Q_{ruis} = 0.8 * L_f F_0$  à  $L_f F_0$ , puis nous itérons jusqu'à avoir ramené  $0.2 * L_f F_0$  à la valeur de 0 (ce qui signifie que  $0.2 * L_f F_0$  a été employé pour réchauffer le manteau).

#### 5.5. SYNTHÈSE DU FONCTIONNEMENT :

Le modèle complet peut donc s'écrire, pour un secteur du glacier selon les relations données dans le cadre suivant (toutes les notations ont été définies précédemment) :



**LA FONTE ISSUE DU SECTEUR (i) DU GLACIER EST (après itérations sur  $T_{e/l}$ ):**

$$L_f F = (1-a)R_g + R_{sol} + R_{atm} + Q_{lat} + Q_{sens} + Q_{inf} + - Q_{rech} + Q_{regel} + Q_{ruis}$$

$$a = I_{neige} A_{inf} + \{1 - I_{neige}\} \{A_{sup} - A_{inf}\} \exp(-T_{acc} / \gamma)$$

$$\text{Avec } T_{acc} = \{ \sum [ T_{>0} + C_{neg} * T_{<0} ] \} \text{ depuis la dernière neige}$$

$$R_{sol} = \epsilon_{sol} \times \sigma * T_{sol}^4$$

$$R_{atm} = \{1 + C_{neb} * N_{eb}^2\} \{1.24 (e' / T')^{1/7}\} \{P / 1013\} \times \sigma * T_{air}^4$$

$$Q_{sens} = \rho C_p k^2 Stab (U_b - U_a)(T_b - T_a) / (\ln(z_b/z_a))^2 = 15.6 * C_{sens} * Stab * U_{2.20m}(T_{1.80m} - T_{0.30m})$$

$$Q_{lat} = \rho L_v k^2 (Stab/2)(U_b - U_a)(q_b - q_a) / (\ln(z_b/z_a))^2 = 4.0 * C_{lat} * Stab * U_{2.20m}(e_{1.80m} - e_{0.01m})$$

$$Q_{inf} = -k C_{inf} T_{e/l} / \{e(1 - 1/l)\}$$

$$Q_{rech} = 0.5 C_{rech} * c * e/l / pdt$$

$$* \{ Vm1 (T_{e/l}^{(n)} + T_{sol}^{(n)} - T_{e/l}^{(n-1)} - T_{sol}^{(n-1)}) + Vm2 (l-1) (T_{e/l}^{(n-1)} - T_{e/l}^{(n-1)}) \}$$

$$Q_{regel} = C_{reg} * (L_f F)^{n-1} \text{ si } L_f F_0 < 0 \text{ et } (L_f F)^{n-1} > 0, Q_{regel} = 0 \text{ sinon}$$

$$Q_{ruis} = 0.8 * L_f F \text{ si } PCM < P_{seuil} \text{ et } TMN < T_{seuil}, Q_{ruis} = 0 \text{ sinon}$$

**LES DEBITS EN SORTIE DU SECTEUR (i) SONT POUR LE GLACIER LUI MEME :**

$$Q_{fonte(i)} = \alpha(i) * \{L_f F\}(i) * Surf(i) / L_f \quad (l/s)$$

**POUR LA MORAINES :**

$$Q_{moraine(i)} = \{ C_{fonte} * T_{ref}(i) * S_{moraine}(i) + (1 - I_{gel}(i)) * C_{ruis} * P * S_{moraine}(i) \} / pdt \quad (l/s)$$

**DONT LA SOMME Q(i) SE RETROUVE EN ENTREE DES RESERVOIRS LENT ET RAPIDE :**

$$Q_{fin}(i) = C_{rap} * Q(i) * \{1 - \exp[-pdt/C_{deb}(i)]\} + Q_{rapo}(i) * \exp[-pdt/C_{deb}(i)]$$

$$+ (1 - C_{rap}) * Q(i) * \{1 - \exp[-pdt/(C_{deb}(i) * C_{mdeb})]\} + Q_{lent}(i) * \exp[-pdt/(C_{deb}(i) * C_{mdeb})]$$

**LE DEBIT TOTAL A LA SORTIE DES DEUX RESERVOIRS EST :  $Q_{fin}(i)$**

**LE DEBIT TOTAL A L'EXUTOIRE DU BASSIN VERSANT EST :  $Q_{total} = \sum_i Q_{fin}(i)$**

Les paramètres intervenant dans le modèle sont énumérés dans le cadre suivant. Tous ces paramètres, qui sont pour la plupart des coefficients de correction destinés à prendre en compte les différentes hypothèses et approximations effectuées sont des paramètres de calage du modèle.

$\alpha(i)$  = Coefficient intégrateur du secteur i (sans unité)

$\gamma(i)$  = Coefficient de décroissance exponentielle de l'albédo sur le secteur i (°C)

$C_{deb}(i)$  = Coefficient de débit du réservoir du secteur i (s)

$A_{inf}(i)$  = Limite inférieure de l'albédo sur le secteur i (sans unité)

$A_{sup}(i)$  = Limite supérieure de l'albédo sur le secteur i (sans unité)

$e$  = Epaisseur de la couche superficielle du manteau (calcul du profil de températures) (m)

$l$  = Coefficient diviseur de  $e$  pour le calcul de  $T_{e/l}$  (profondeur  $e/l$ ) (sans unité)

$C_{rech}$  = Coefficient de correction du terme de réchauffement / refroidissement (sans unité)

$C_{rap}$  = Coefficient de partage du débit en entrée des réservoirs lent et rapide (sans unité)

$C_{mdeb}$  = Coefficient multiplicateur de la constante des réservoirs rapide (sans unité)

$P_{seuil}$  = Seuil de pluie pour PCM (mm)

$T_{seuil}$  = Seuil de température pour TMN (°C)

$C_{inf}$  = Coefficient de correction du terme d'apport par les couches inférieures (sans unité)

$C_{sens}$  = Coefficient de correction de la chaleur sensible (sans unité)

$C_{lat}$  = Coefficient de correction de la chaleur latente (sans unité)

$C_{neb}$  = Coefficient pour la nébulosité (émissivité atmosphérique) (sans unité)

$C_{reg}$  = Coefficient de correction du terme de regel (sans unité)

$C_{neg}$  = Coefficient de pondération des températures < 0 (calcul de l'albédo) (sans unité)

$C_{qs}$  = Coefficient de correction du terme source (équation de la chaleur) (sans unité)

$C_{fonte}$  = Coefficient de fonte sur la moraine ( $l/°C/m^2$ )

$C_{ruis}$  = Coefficient de ruissellement sur la moraine (sans unité)

### 5.6. ORGANIGRAMME DU MODELE :

La figure 8 est un organigramme du fonctionnement du modèle, tel qu'il vient d'être exposé tout au long de ce chapitre.

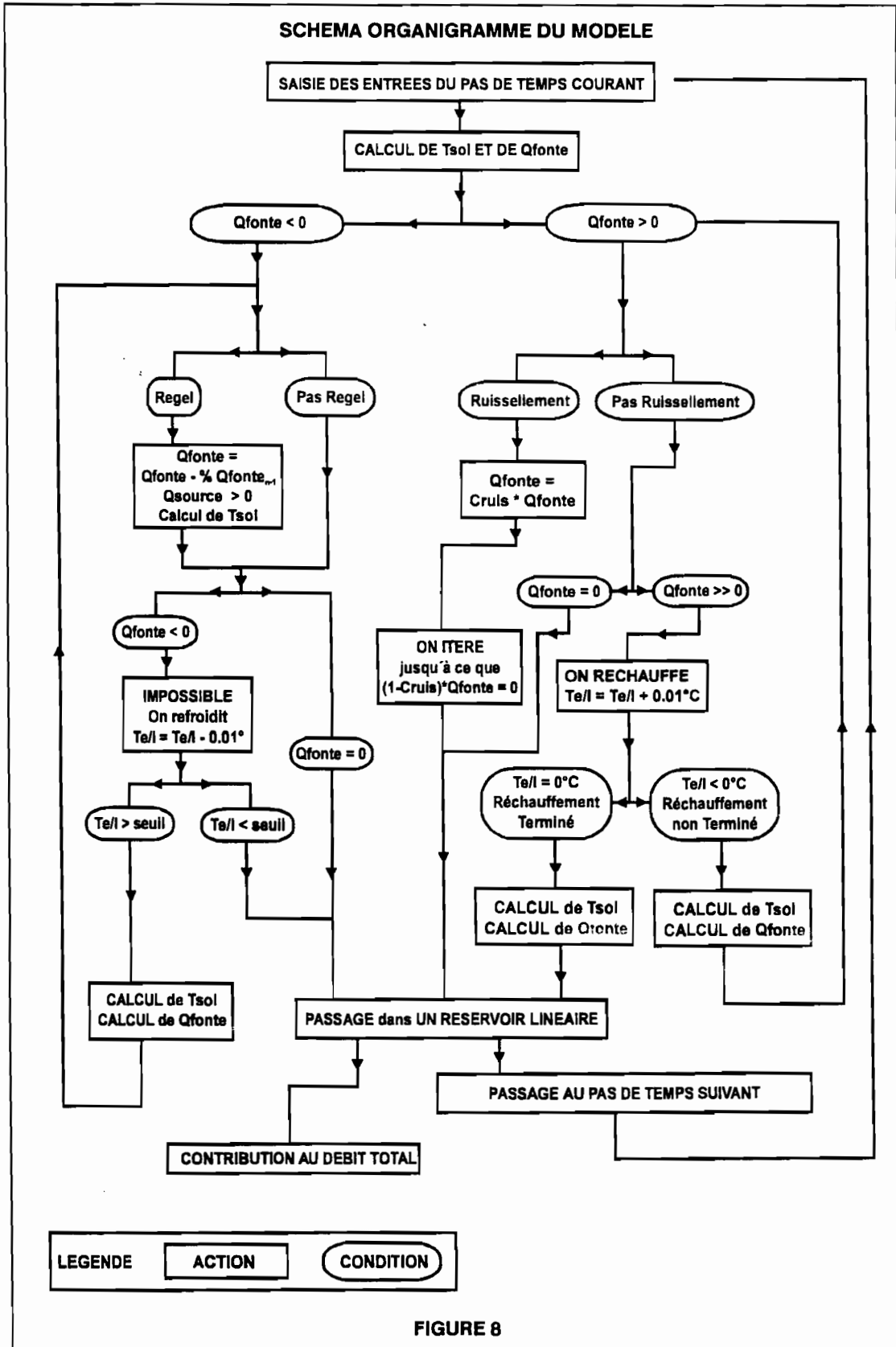


FIGURE 8

## 6. PRESENTATION D'UN MODELE SIMPLIFIE :

### 6.1. INTRODUCTION :

Le modèle complet, tel qu'il est décrit dans le chapitre 5 est relativement complexe, dans son déroulement mais aussi dans sa mise en oeuvre. C'est pourquoi il est intéressant d'essayer de développer parallèlement un modèle simplifié, qui nécessite moins de données d'entrées et des temps de calcul plus réduits.

### 6.2. SIMPLIFICATIONS PAR RAPPORT AU MODELE COMPLET :

Les simplifications par rapport au modèle complet sont les suivantes :

**1) on n'essaie plus de résoudre un bilan d'énergie.** On se contente seulement d'exprimer la fonte en fonction des variables météorologiques qui nous semblent essentielles. Ainsi on tentera de déterminer la fonte à partir :

- du bilan radiatif. On constate qu'une corrélation statistique entre  $R_{net}$  et  $[R_{net} - (1-a)R_g]$  (effectuée à partir des mesures dont nous disposons) est assez bonne. Ceci signifie que le bilan de grandes longueurs  $[=R_{net} - (1-a)R_g]$  d'onde est assez bien corrélé au bilan radiatif sur toutes les longueurs d'onde. On écrira donc le bilan sous la forme suivante approximée :

$$R_{net} = \alpha (1 - a)R_g$$

- d'un " degree day " : c'est une approche assez classique [Braun et al., 1994 ; Kustas et al., 1994] qui consiste à écrire que la fonte est proportionnelle à l'écart de température ( $T_{air} - T_{seuil}$ ) où  $T_{seuil}$  est un seuil de température.

Outre l'expression du débit de fonte, les autres modifications sont les suivantes :

**2) on ne gère plus de profil de température** dans le manteau (on ne fait donc plus d'itérations),

**3) on ne met qu'un seul réservoir et plus deux**, en sortie de chaque secteur.

Finalement la formulation du modèle simplifié est donnée par l'équation 42.

**Le débit total en sortie du secteur i s'écrit:**

$$Q(i) = S(i)/L_f * Co * Cac * \{\alpha(i)*[1-a(i)]*R_g + \beta(i)*T_{ref}(i)\} + Q_{moraine}(i) + Q_{base}(i) \quad (42)$$

**a** = albédo, calculé comme dans le modèle complet (sans unité)

**S(i)** = Surface du secteur i ( $m^2$ )

**T<sub>ref</sub>(i)** = Température de référence ( $^{\circ}C$ )

$$= T_{air} - T_{seuil} \text{ si } T_{air} - T_{seuil} > 0, 0 \text{ sinon}$$

**Q<sub>moraine</sub>(i)** = Débit de la moraine du secteur i, calculé comme dans le modèle complet (l/s)

**Q<sub>base</sub>(i)** = Débit de base constant du secteur i (l/s)

**$\alpha$ (i)** = Coefficient pour le bilan radiatif (sans unité)

**$\beta$ (i)** = Coefficient du " Degree Day " ( $W/m^2/^{\circ}C^{-1}$ )

**Co** = Coefficient de radiation extraterrestre (défini dans la suite) (sans unité)

**Cac** = Coefficient de saisonnalité (défini dans la suite) (sans unité)

**Le débit à la sortie du réservoir du secteur i est :**

$$Q_{fin}(i) = Q(i)*\{1 - \exp[-pdt/(C_{deb}(i)/Co^2)]\} + Q_0(i)*\exp[-pdt/(C_{deb}(i)/Co^2)]$$

Mêmes notations que pour l'équation 37.

### 6.3. INTRODUCTION DE COEFFICIENTS :

Les simplifications par rapport au modèle complet sont très importantes. En particulier, on ne gère plus de terme de réchauffement ou refroidissement du manteau. Or ce terme fournit précisément une grande part de la saisonnalité du modèle complet. Pour cette raison, nous introduisons dans le modèle simplifié deux coefficients, **Cac** et **Co**, destinés à recréer cette saisonnalité.

#### 6.3.1. Coefficient d'inertie thermique :

La première façon d'introduire une saisonnalité dans le modèle simplifié est de chercher un indicateur du refroidissement du manteau neigeux, que nous appellerons coefficient d'inertie thermique. Un indicateur de cette inertie est par exemple une température négative cumulée sur  $n$  jours, qui permet d'approcher l'état de refroidissement du glacier. On peut obtenir facilement un coefficient décroissant avec cette température accumulée. Ce coefficient, appliqué au débit généré par la fonte de la glace, module celui-ci en fonction de l'état du glacier. Il est obtenu de la façon suivante:

$$\mathbf{Cac = exp(Tnacc/Tc) \quad (43)}$$

$Tnacc = [ \sum (T < 0) ]_{\text{sur } n \text{ jours}}$   
**Cac = Coefficient d'inertie thermique,**  
**Tnacc = Température négative accumulée sur  $n$  jours,**  
**Tc = Coefficient de décroissance exponentielle ( $> 0$ ).**

**Remarque:** pour le modèle du zongo, on prendra  $n = 7$  jours.

#### 6.3.2. Coefficient de saisonnalité :

Nous avons vu que l'absence d'une saisonnalité marquée des données d'entrées météorologique est frappante par rapport à celle, très forte du débit. Il est donc nécessaire d'introduire un coefficient de saisonnalité.

L'indicateur retenu pour cette saisonnalité est la radiation extraterrestre. Cette radiation peut être calculée au droit du glacier, en fonction du jour de l'année [Paltridge et Platt, 1963]. Normée par sa moyenne, elle fournit un coefficient **Co** qui oscille entre 0.8 au solstice d'hiver, et 1.2 au solstice d'été.

**Remarque:** ce coefficient va aussi servir à saisonnaliser le coefficient de débit des réservoirs du modèle. En effet, les temps de transit d'une goutte d'eau vers l'exutoire sont plus longs en saison sèche et froide qu'en saison des pluies, à cause des modifications que le gel apporte aux chenaux d'écoulement. C'est pourquoi nous diviserons tous les coefficients de débit par  $Co^2$ . Dans ces conditions, les réservoirs ne sont plus vraiment "linéaires", puisque les coefficients de débits varient. Cependant, ces coefficients varient dans des proportions suffisamment faibles pour que la conservation de la masse soit vérifiée à 1% près. On pourra donc appliquer l'équation du réservoir linéaire avec ces coefficients corrigés.

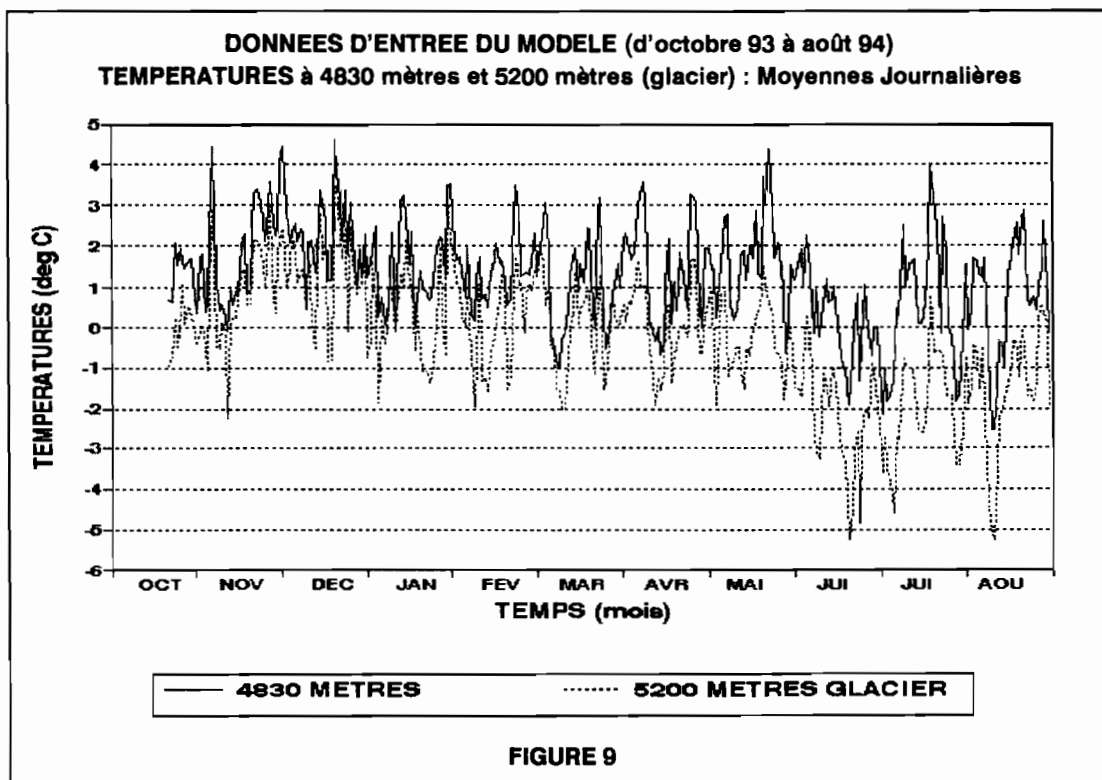
## 7. MISE EN OEUVRE :

### 7.1. DONNEES UTILISEES :

Les données d'entrée nécessaires au modèle sont, nous l'avons vu, pour chaque secteur du glacier : la radiation globale, la température, les précipitations et les gradients de température, de vent et d'humidité relative. Nous ne disposons pas de toutes ces données (Cf chapitre 2). Il nous faut donc faire des hypothèses et des choix pour pouvoir évaluer, à partir de tout ce dont nous disposons, les entrées sur l'ensemble du glacier.

**Températures :** nous disposons, sur des périodes de différentes durées, de quatre séries d'enregistrements de températures :

- à 4830 mètres sur la moraine, températures enregistrées à 2.20 mètres du sol par une station Campbell, depuis février 1993 (pas de temps 30 minutes),
- à 5200 mètres sur le glacier, températures à 1.80 mètre (haute) et à 0.30 mètres (basse) enregistrées par une station Campbell depuis octobre 1993 (pas de temps 30 minutes),
- à 5200 mètres sur la moraine, températures enregistrées par un thermomètre OMNIDATA, depuis février 1993 (pas de temps 2 heures),
- à 4770 mètres à la Plataforma Zongo, températures enregistrées par un thermographe (enregistrement continu).



Il est complexe de faire intervenir toutes ces températures, surtout parce qu'elles ne sont pas enregistrées au même pas de temps, et parce qu'elles ne couvrent pas les mêmes périodes. D'autres (thermographe de la Plataforma, données OMNIDATA) ont de plus des périodes de lacunes qui ne simplifient pas le traitement. C'est pourquoi nous nous limiterons à l'emploi des températures des stations Campbell, qui nous semblent représentatives du bassin versant et plus particulièrement du glacier lui-même, et qui, de plus, sont homogènes (mêmes appareils de mesures, même pas de temps...). Nous procéderons de la façon suivante.

- **Quand le gradient entre 4830 et 5200 mètres (température haute) est négatif :** nous convertissons ces deux données en un gradient et une température ramenée à l'altitude 0 mètres. Ainsi, il est très facile d'obtenir la température à une altitude quelconque.

- **Quand le gradient entre 4830 et 5200 mètres est positif** : ceci arrive quelquefois. L'inconvénient majeur est que, si nous gardons ce gradient positif, nous obtenons des températures non réalistes dans toute la partie haute du glacier. C'est pourquoi nous préférons dans ce cas, remplacer le gradient réel par un gradient fictif, issu d'une corrélation entre la température à 4830 mètres et l'écart de température entre 4830 et 5200 mètres (d'octobre 93 à mai 94). L'expression de ce gradient calculé est la suivante :

$$\text{Gradient} = (0.124 * T_{4830\text{mètres}} - 2.3) / 400$$

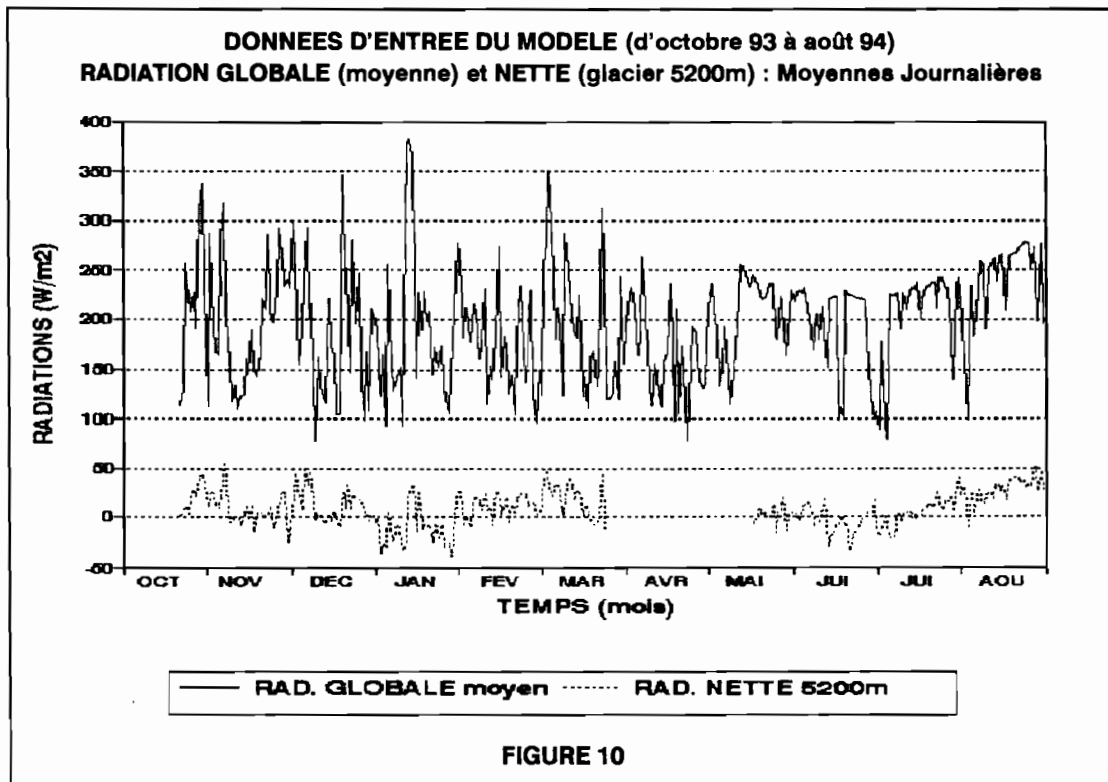
On notera que ce gradient est négatif dans un intervalle suffisamment large ( $T_{4830\text{mètres}} < 19.3^{\circ}\text{C}$ ), pour que la condition soit toujours vérifiée. Une fois le gradient obtenu, on ramène la température à 4830 mètres à l'altitude 0 mètres, et on se retrouve avec **des entrées comparables** à celles du cas précédent.

La figure 9 montre, pour la période d'octobre 93 à août 94 (qui est la période, nous le verrons dans la suite, sur laquelle le modèle complet a été calé) les températures à 4830 mètres et à 5200 mètres, en moyenne journalière. Ces températures sont telles qu'elles ont été utilisées dans le modèle : la température à 4830 mètres est toujours la valeur mesurée, la température à 5200 mètres est la température mesurée, si le gradient est négatif, et une température calculée avec le gradient fictif défini précédemment dans le cas contraire.

**Remarque** : on notera que sur le glacier du Zongo en saison sèche, le gradient de température est pratiquement toujours négatif. Par contre, en saison humide, il est assez souvent positif. Ceci s'explique par un " effet de four " sur le glacier. Les températures à 5200 mètres se trouvent dans ce cas sous-estimées en moyenne d'environ un peu moins de  $1^{\circ}\text{C}$ . Cependant, les températures dans la partie haute du glacier doivent avoir un ordre de grandeur correct.

**Radiation globale** : nous disposons de deux séries de radiations globales, au pas de temps de 30 minutes :

- à 4830 mètres sur la moraine, enregistrement par la station Campbell,
- à 5200 mètres sur le glacier, enregistrement par la station Campbell.



On constate [Rigaudière et al., 1995] que les deux appareils donnent sensiblement la même chose en période de beau temps, et des valeurs qui diffèrent en général de moins de  $50 \text{ W/m}^2$ , en moyenne

journalière, dans les périodes de temps variable. La radiation globale peut donc être considérée comme homogène à l'échelle du bassin versant, aux effets dus aux nuages et aux réflexions multiples (sur les reliefs environnants) près. Nous prendrons donc en entrée du modèle **la moyenne des valeurs** obtenues à 4830 et 5200 mètres.

La figure 10 montre, pour la période d'octobre 93 à août 94 la radiation globale (moyenne des valeurs à 4830 mètres et à 5200 mètres), ainsi que la radiation nette (à 5200 mètres) en moyenne journalière.

**Précipitations :** Nous disposons de trois séries de précipitations :

- un enregistrement en continu par un pluviographe à la Plataforma (jusqu'en décembre 93),
- un relevé quotidien à la Plataforma Zongo du pluviomètre de la COBEE,
- un enregistrement par un pluviographe relié à la station Campbell à 4830 mètres, au pas de temps de 30 minutes (depuis mai 94).

Là encore, les séries sont très hétérogènes. Nous choisirons simplement la série du pluviomètre de la COBEE, qui est la plus longue. Il est impossible, avec les mesures dont nous disposons d'évaluer un gradient de précipitations au niveau journalier. Nous ferons donc les hypothèses suivantes :

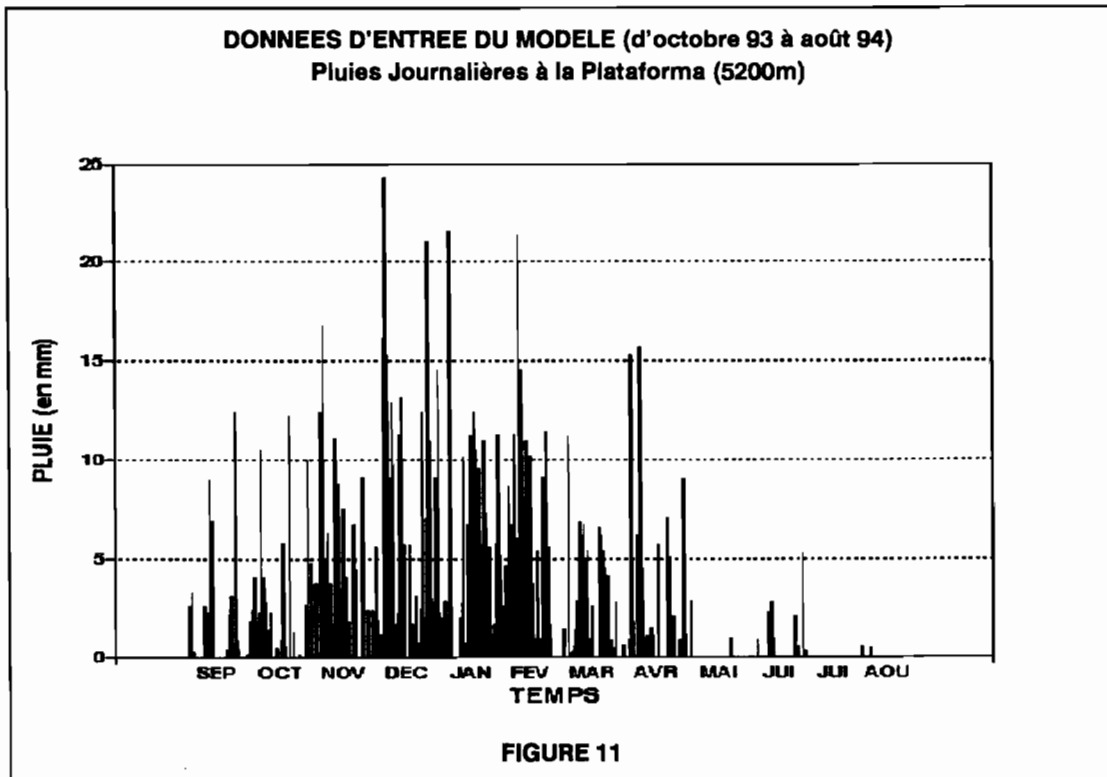
- les précipitations sont homogènes sur le bassin versant, et égales à celles mesurées à la Plataforma,

- la mesure du pluviomètre COBEE est effectuée chaque matin à 7 heures, la valeur étant attribuée au jour de la mesure. Cette valeur correspond donc aux précipitations survenues depuis la veille à 7 heures. Or, on observe que les précipitations sur le bassin versant du Zongo interviennent surtout du milieu de la journée jusqu'à la nuit. Nous considérerons donc que :

-> la valeur, affectée au jour de mesure, **est en fait celle du jour précédent,**

-> les précipitations **ont lieu entre midi et minuit**, ce qui permet d'obtenir une valeur moyenne (intensité) média-horaire des précipitations.

La figure 11 montre, d'octobre 93 à août 94, les pluies journalières mesurées à la Plataforma Zongo, utilisées en entrée du modèle.



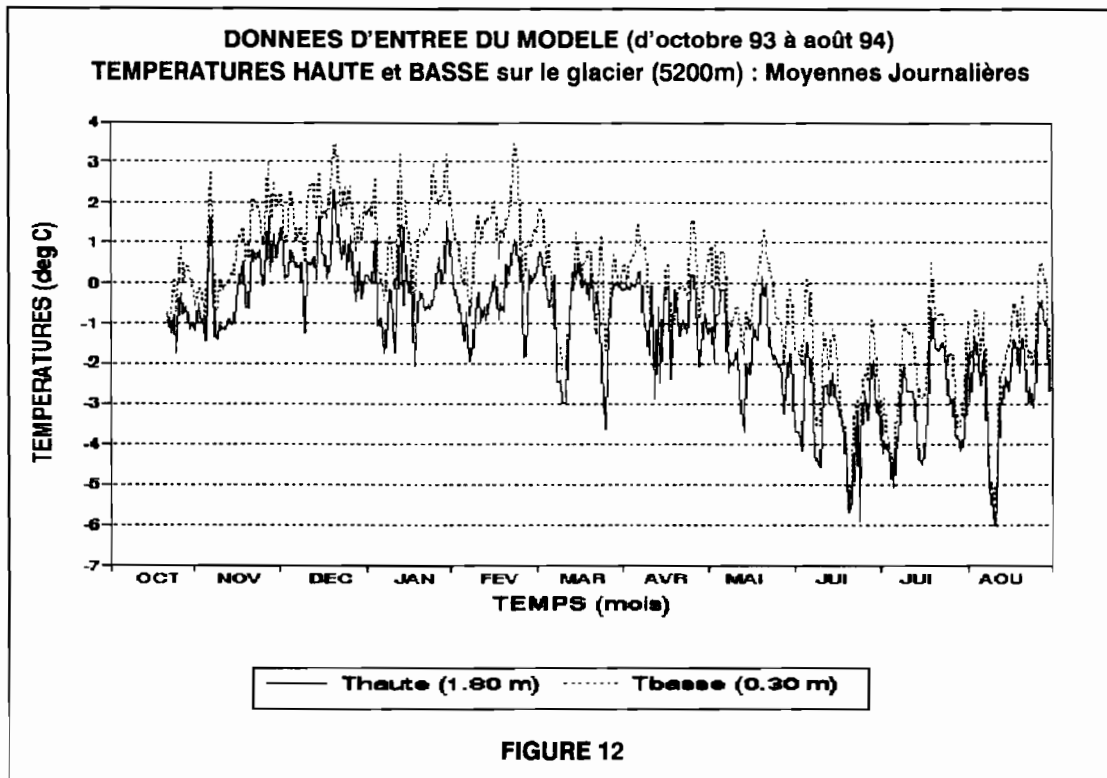
**Gradients de température à la surface :** nous ne disposons que d'une seule série de gradients de températures à la surface, réalisée à 5200 mètres sur le glacier, et enregistrée par la station Campbell (pas de temps 30 minutes). Les températures sont mesurées à 0.30 et 1.80 mètres du sol. Nous considérerons donc que ce gradient est **représentatif de l'ensemble du glacier**, et qu'il permet

d'obtenir une température basse à partir d'une température haute calculée à une altitude quelconque, comme nous l'avons vu précédemment.

**Remarque :** il arrive, lors de fortes chutes de neige, que le thermomètre bas soit pris dans la couche de neige. Les valeurs obtenues pour T<sub>basse</sub> peuvent alors être significativement plus élevées que celles de T<sub>haute</sub>. Lorsque l'écart (T<sub>basse</sub>-T<sub>haute</sub>) est supérieur à 1°C (ce qui correspond à cette situation de fortes chutes de neige) nous remplaçons la valeur T<sub>basse</sub> mesurée par :

$$T_{basse} = 0.83 * T_{haute} - 1.178 \quad (r^2 = 0.911)$$

Cette équation est issue d'une corrélation simple entre les valeurs journalières de T<sub>haute</sub> et T<sub>basse</sub>, d'octobre 93 à mai 94 [Rigaudière et al., 1995].



La figure 12 donne, pour la période d'octobre 93 à août 94 les températures haute et basse, telles qu'elles ont été enregistrées par la station Campbell à 5200 mètres (T<sub>basse</sub> étant éventuellement corrigée comme indiqué ci-dessus).

**Gradients de vent à la surface :** une mesure de la vitesse du vent est effectuée, à 5200 mètres sur le glacier par un anémomètre placé à une hauteur de 2.20 mètres. C'est la seule mesure de vent dont nous disposons. Nous considérerons donc que cette mesure est **représentative du bassin versant et peut être étendue à toute sa surface**. Cependant, nous avons besoin, pour le calcul des flux de chaleur sensible et latente d'un gradient de vent à la surface. Ceci nous amène à faire les hypothèses suivantes (qui correspondent à peu près à l'hypothèse d'un profil de vent logarithmique) :

- **pour la chaleur sensible :** nous prenons la vitesse du vent à 1.80 mètre de hauteur égale à 90% de la vitesse mesurée à 2.20 mètres, et la vitesse à 0.30 mètres égale à 30% de la vitesse à 1.80 mètres (Cf paragraphe 4.3.2.)

- **pour la chaleur latente :** nous prenons la vitesse du vent à 1.80 mètre de hauteur égale à 90% de la vitesse mesurée à 2.20 mètres, et une vitesse du vent nulle à 0.01 mètre de hauteur (Cf paragraphe 4.3.3.)

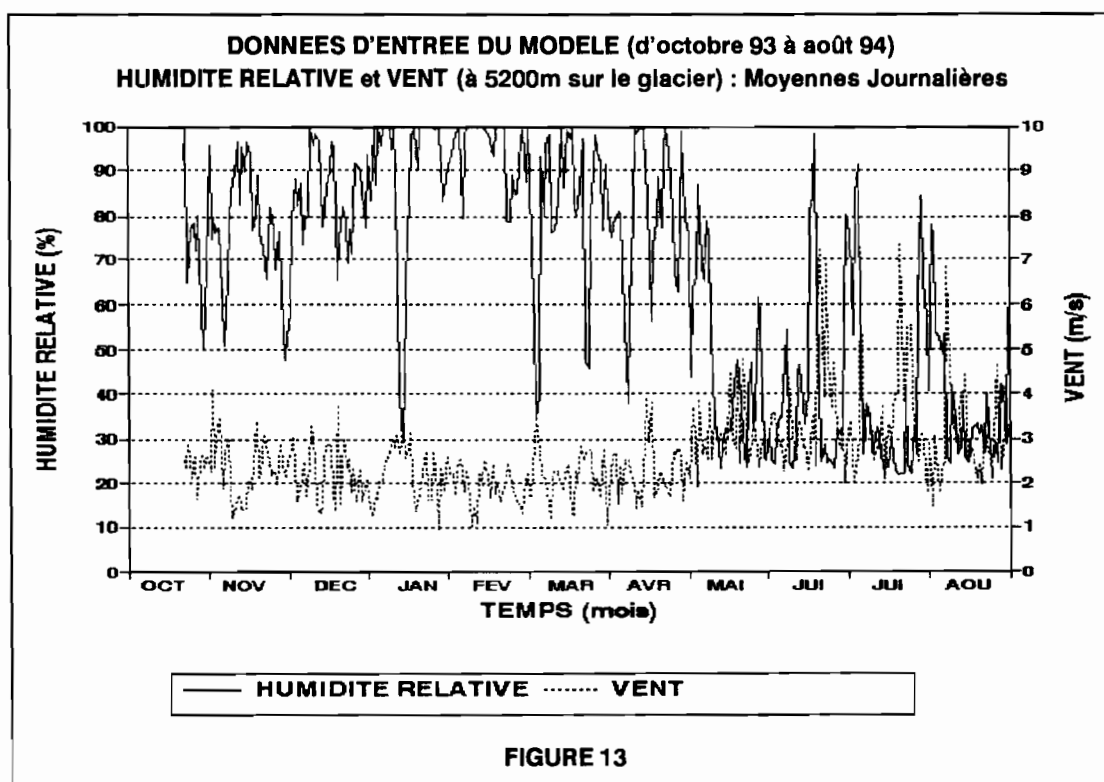
Ainsi, une seule mesure de vent suffit pour exprimer le gradient. Les erreurs entraînées par les approximations ci-dessus sont compensées par l'introduction des coefficients correcteurs C<sub>sens</sub> et C<sub>lat</sub> dans les flux de chaleur sensible et latente.



La figure 13 montre, d'octobre 93 à août 94 les vitesses de vent telles qu'elles ont été enregistrées par la station Campbell, en moyenne journalière.

**Gradients d'humidité relative** : de même que pour le vent, nous ne disposons que d'une seule mesure d'humidité relative, effectuée à 5200 mètres sur le glacier, à 1.80 mètres du sol, et enregistrée par la station Campbell au pas de temps 30 minutes. Nous considérerons là encore que **cette mesure peut être étendue à toute la surface du glacier**. Nous avons cependant besoin d'un gradient d'humidité pour pouvoir calculer le flux de chaleur latente. Nous avons pour cela recours à une hypothèse assez classique [Marks et Dozier, 1992], qui consiste à considérer que l'humidité relative est égale à 100% à la surface du glacier. Pour cette raison, nous nous sommes placés, pour le calcul du flux de chaleur latente, à 1 centimètre du sol (Cf paragraphe 4.3.2.). Ainsi, là encore et grâce à cette hypothèse, nous n'utilisons qu'une seule mesure d'humidité relative.

La figure 13 montre, d'octobre 93 à août 94 les humidités relatives telles qu'elles ont été enregistrées par la station Campbell, en moyenne journalière.

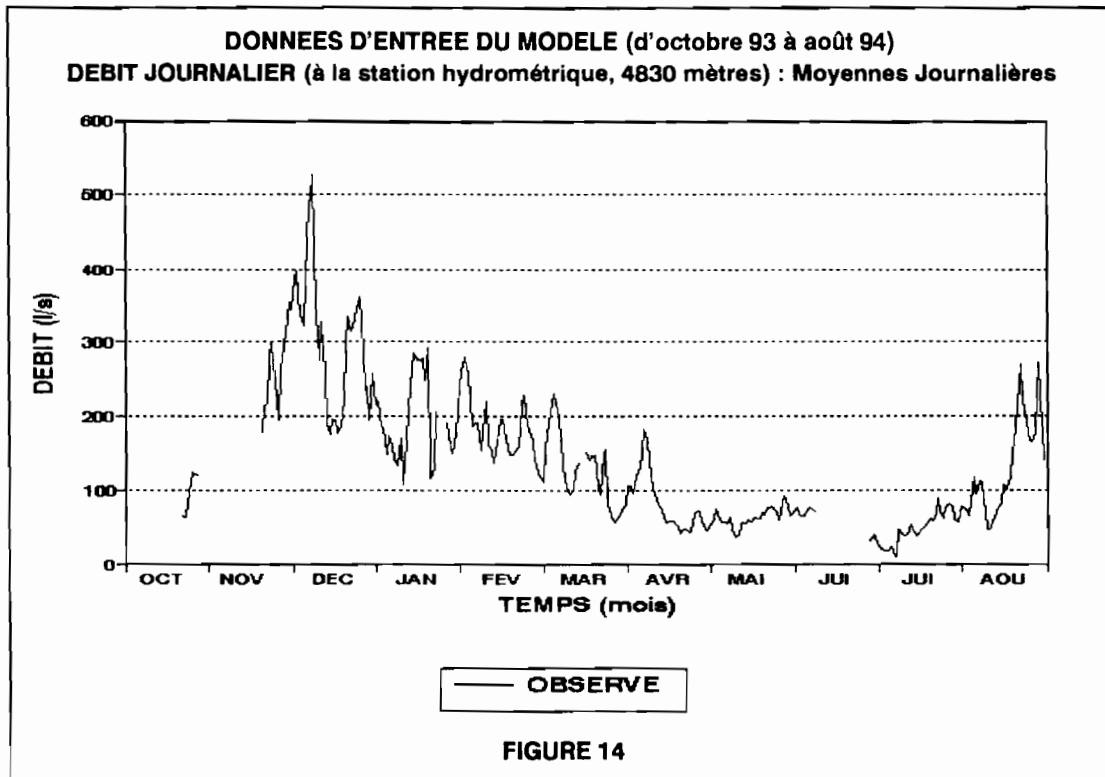


**Synthèse** : les données utilisées en entrée du modèle sont donc, sauf les données de pluies, issues des stations Campbell, et disponibles au pas de temps 30 minutes. On peut donc les obtenir, en faisant des moyennes, à n'importe quel pas de temps multiple de 30 minutes. Elles sont les suivantes :

**Pour chaque pas de temps du calcul :**

- 1) Une température à l'altitude 0 mètre + un gradient de température (avec l'altitude),
  - 2) Une radiation globale (étendue à tout le bassin versant),
  - 3) Une valeur des précipitations (étendue à tout le bassin versant),
  - 4) Un gradient de température à la surface du glacier (étendu à tout le bassin versant),
  - 5) Une vitesse de vent (étendue à tout le bassin versant),
  - 6) Une humidité relative (étendue à tout le bassin versant),
- Sur un secteur donné, les entrées sont considérées comme homogènes.

**Débits** : dans les procédures de calage du modèle, le débit observé peut être considéré comme une des entrées. Nous disposons d'un enregistrement en continu du débit à la station hydrométrique à 4830 mètres, converti au pas de temps 30 minutes sous la forme d'un débit instantané à la fin du pas de temps. La figure 14 montre, d'octobre 93 à août 94, le débit moyen journalier que nous cherchons à reconstituer.



## 7.2. SECTORISATION DU GLACIER :

Pour bien tenir compte de la variation des phénomènes avec l'altitude, nous sectorisons le glacier par tranches d'altitude. Nous avons choisi de respecter les critères suivants :

- les surfaces des secteurs doivent être à peu près du même ordre de grandeur,
- elles doivent être homogènes du point de vue morphologique (et différencier en particulier les zones de crevasses et de séracs des zones de champs de neige),
- leurs limites doivent être cohérentes avec les limites observées des zones d'ablation et d'accumulation.

De façon à pouvoir être suffisamment précis, nous avons partagé le glacier en huit secteurs (pour les chapitres 8 et 9), quatre dans la zone d'ablation (jusqu'à 5200 mètres), et quatre dans la zone d'accumulation (au dessus de 5200 mètres). Notons que le cinquième secteur (de 5200 à 5300 mètres) est parfois inclus, selon les années, dans la zone d'ablation. Nous avons choisi de décrire assez précisément la zone d'accumulation, parce que, si celle-ci présente un bilan net annuel positif, elle participe quand même à l'écoulement à certaines époques de forte ablation (au moins jusqu'à 5500 mètres, comme il a été observé plusieurs fois sur le glacier).

Rappelons que le principe du modèle est le suivant : on calcule le bilan d'énergie de façon ponctuelle (sur une surface de 1 m<sup>2</sup>). Ce calcul est ensuite étendu à toute la surface d'un secteur, grâce à l'hypothèse d'homogénéité des entrées sur le secteur, et par l'intermédiaire d'un "coefficient intégrateur  $\alpha$ ", que nous avons défini précédemment.

Le tableau 1 donne, pour chacun des secteurs, la surface englacée, la surface de moraine, et

l'altitude moyenne, qui est celle à laquelle est calculée la température moyenne affectée au secteur. Apparaît également dans ce tableau la morphologie dominante de chacun des secteurs. On notera que le secteur 8 a une surface nettement plus importante que celle de tous les autres. En effet, il est probable que les apports de ce secteur, situé tout entier au dessus de 5500 mètres sont négligeables. Ainsi, il ne semble pas nécessaire de le considérer plus en détail. Enfin, rappelons que la surface englacée totale du bassin versant (somme sur les 8 secteurs) est 2.28 km<sup>2</sup>, et la surface de moraine est 0.90 km<sup>2</sup>.

**TABEAU 1**  
**SECTORISATION DU GLACIER ZONGO**  
**SURFACES, ALTITUDES ET MORPHOLOGIE**

	SECT 1	SECT 2	SECT 3	SECT 4	SECT 5	SECT 6	SECT 7	SECT 8
<b>Surf Glacier</b>	0,100	0180	0,210	0,200	0,200	0,310	0,310	0,770
<b>Surf Moraine</b>	0,120	0,060	0,045	0,045	0,170	0,140	0,130	0,190
<b>Altitude</b>	4950	5050	5125	5175	5250	5350	5450	5750
<b>Morphologie</b>	Crev.	Crev.	Crev.	Névés	Névés	Séracs	Séracs	Séracs

TABEAU 1: SECT n = numéro du secteur (du bas vers le haut), Surf Glacier = surface englacée en km<sup>2</sup>, Surf Moraine = surface de moraine en km<sup>2</sup>, Altitude = altitude moyenne du secteur ; Morphologie : Crev. = crevasses.

### 7.3. OPTIMISATION :

Un module d'optimisation est inclus au modèle. Ce module utilise la méthode d'optimisation de Rosenbrook (avec possibilité d'utiliser également la méthode dite du Simplex) [Servat et Dezetter, 1998]. La fonction critère utilisée est le " critère de Nash ", qui s'écrit de la façon suivante:

$$F = 1 - \frac{\sum [Q_o(i) - Q_c(i)]}{\sum [Q_o(i) - Q_m]} \quad (44)$$

**F = fonction critère**

**Q<sub>o</sub>(i) = Débit observé au i<sup>ème</sup> pas de temps,**

**Q<sub>c</sub>(i) = Débit calculé au i<sup>ème</sup> pas de temps,**

**Q<sub>m</sub> = Débit moyen observé sur les n pas de temps de calcul.**

L'optimisation a pour but de faire tendre F vers 1, c'est à dire Q<sub>calculé</sub> vers Q<sub>observé</sub>.

Le modèle fait intervenir :

- 5 paramètres propres à chacun des secteurs (α, γ, Cdeb, Ainf, Asup) soit en tout 40 paramètres,
- 16 paramètres qui sont les mêmes sur tous les secteurs (e, l, Cneg, Csens, Clat, Cneb, Cqs, Cinf, Crech, Creg, Crap, Cmdeb, Cfonte, Cruis, Pseuil et Tseuil).

Nous obtenons donc un total de 56 paramètres pour le modèle. Il est clair qu'on a dans ces conditions beaucoup trop de degrés de liberté, et que l'optimisation ne peut se passer dans de bonnes conditions. Face à cette situation il faut :

- imposer des bornes strictes à tous ces paramètres, par des calculs sommaires d'ordre de grandeur de chacun des termes, de façon à ce que ceux-ci restent dans des limites physiques raisonnables,
- imposer, quand ceci est possible, une égalité de ces paramètres d'un secteur à l'autre,

comme nous l'avons fait pour les 16 derniers paramètres énumérés. Cette égalité découle de considérations physiques : un seuil de température déterminant le ruissellement, par exemple, doit être homogène sur tout le glacier. Ou encore, il semble logique d'imposer pour les coefficients correcteurs des termes de flux de chaleur un même ordre de grandeur.

- écarter des calculs des paramètres auxquels le modèle n'est pas sensible, ou dont le sens physique permet de dégager un ordre de grandeur très précis.

Par ces quelques réflexions simples, on peut permettre à l'optimisation, en la guidant assez étroitement, de se passer dans de bonnes conditions. En particulier, on peut éviter des pièges classiques, tels que celui des minima locaux de la fonction critère, qui font converger le jeu de paramètres vers une solution mauvaise parce que non contrôlée (même si de cette façon l'éventualité d'un minimum local de la fonction critère n'est pas à exclure).

La fonction critère sera dans la suite l'outil essentiel pour quantifier la qualité d'une reconstitution. Cependant, ce critère ne doit pas être utilisé seul. En effet, il ne coïncide pas forcément avec d'autres critères que l'on peut aussi mettre en oeuvre, tels que l'écart moyen entre débit reconstitué et débit observé, ou bien encore, une simple estimation visuelle, effectuée en comparant les courbes calculées et reconstituées. Ainsi, on cherchera toujours dans un premier temps à minimiser la fonction critère. On améliorera ensuite les deux autres approches (écart et comparaison visuelle), ce qui se fera souvent au détriment de la fonction critère.

## 8. RESULTATS :

### 8.1. SYNTHESE DES RECONSTITUTIONS EFFECTUEES :

Divers essais de calage et validation du modèle ont été entrepris. On a successivement réalisé :

- un calage d'octobre 93 à août 94 = " essai principal ", qui consiste en la reconstitution du débit du 20/10/93 au 31/08/94, avec calage du modèle sur l'intégralité de la période,

- deux calages " croisés ", en divisant cette période en deux (et en partant à chaque fois du jeu de paramètres obtenu pour la période complète) :

-> Calage croisé 1 : calage du modèle sur la période 10/93 à 03/94, et validation sur la période 04/94 à 08/94,

-> Calage croisé 2 : calage du modèle sur la période 04/94 à 08/94, et validation sur la période 10/93 à 03/94

- une validation : une extension en validation du calcul (avec le calage obtenu sur 10/93-08/94), aux mois de septembre et octobre 94,

- un calage de mars 93 à octobre 94 : à l'aide de données d'entrée simplifiées, comme nous le verrons dans la suite

- un essai de calage du modèle à petit pas de temps (deux heures) sur une courte période (du 29/11/93 au 15/12/93)

- un calage du modèle simplifié, sur la période de février 93 à mai 94.

Le tableau 2 présente les résultats des différents essais énumérés ci-dessus. Pour chacun d'entre eux figurent la fonction critère, le débit journalier moyen observé, le débit journalier moyen reconstitué, et l'écart relatif entre ces deux débits.

**TABLEAU 2**  
**SYNTHESE DES RESULTATS OBTENUS**

SIMULATIONS	FONCT. CRITERE	DEBIT OBSERVE	DEBIT CALCULE	ECART RELATIF
<b>CALAGE SUR 10/93 - 08/94</b>	0.8778	141.34	141.62	0.19
<b>CALAGE CROISE 1 - Cal.+Valid.</b>	0.8003	141.34	151.25	7.00
<b>CALAGE CROISE 2 - Cal.+Valid.</b>	0.8720	141.34	141.69	0.25
<b>CALAGE CROISE 1 - Calage Seul</b>	0.8173	203.68	201.09	-1.27
<b>CALAGE CROISE 2 - Calage Seul</b>	0.6970	78.73	78.99	0.71
<b>VALIDATION : 10/93 - 10/94</b>	0.7763	145.42	137.23	-5.62
<b>CALAGE SUR 03/93 - 10/94</b>	0.7631	109.74	103.07	-6.07
<b>CALAGE du 29/11 au 15/12/93</b>	0.8424	331.79	317.97	-1.80
<b>MODELE SIMPLIFIE</b>	0.6443	106.03	106.95	0.86

TABLEAU 4 : UNITES : fonction critère sans unité, débits en l/s, écart relatif en % ; CALAGE sur 10/93 - 08/94 = calage et reconstitution sur la période 10/93 à 08/94 ; CALAGE CROISE 1 = calage sur 10/93 - 03/94 et validation sur 04/94 - 08/94 (Cal.+Val. = calcul sur toute la période, Calage Seul = calcul sur la période de calage seulement) ; CALAGE CROISE 2 = idem en inversant les périodes de calage et de validation ; VALIDATION = calcul sur 10/93 - 10/94, avec validation sur les mois 09/94 et 10/94; Calcul du 29/11 au 15/12/93 = calcul sur la période indiquée au pas de temps 2 heures.

Notons que, pour tous ces essais, sauf l'essai à petit pas de temps, la fonction critère est calculée à partir des valeurs journalières des débits reconstitués et observés (ce qui ne revient pas au

même que de calculer cette fonction avec les débits à chaque pas de temps du calcul). En effet, notre objectif principal est la reconstitution du débit journalier. Les résultats sont donc **présentés en moyenne journalière**. Cependant, tous ces essais, sauf celui à petit pas de temps, sont effectués **au pas de temps 6 heures**. Ce pas de temps permet en effet de bien prendre en compte les périodes de la journée importantes et bien distinctes du point de vue de la fonte :

- de 00h00 à 6h00 : refroidissement nocturne,
- de 6h00 à 12h00 : dégel, réchauffement et écoulement,
- de 12h00 à 18h00 : écoulement,
- de 18h00 à 24h00 : tombée de la nuit, regel et refroidissement.

## 8.2. MODELE COMPLET :

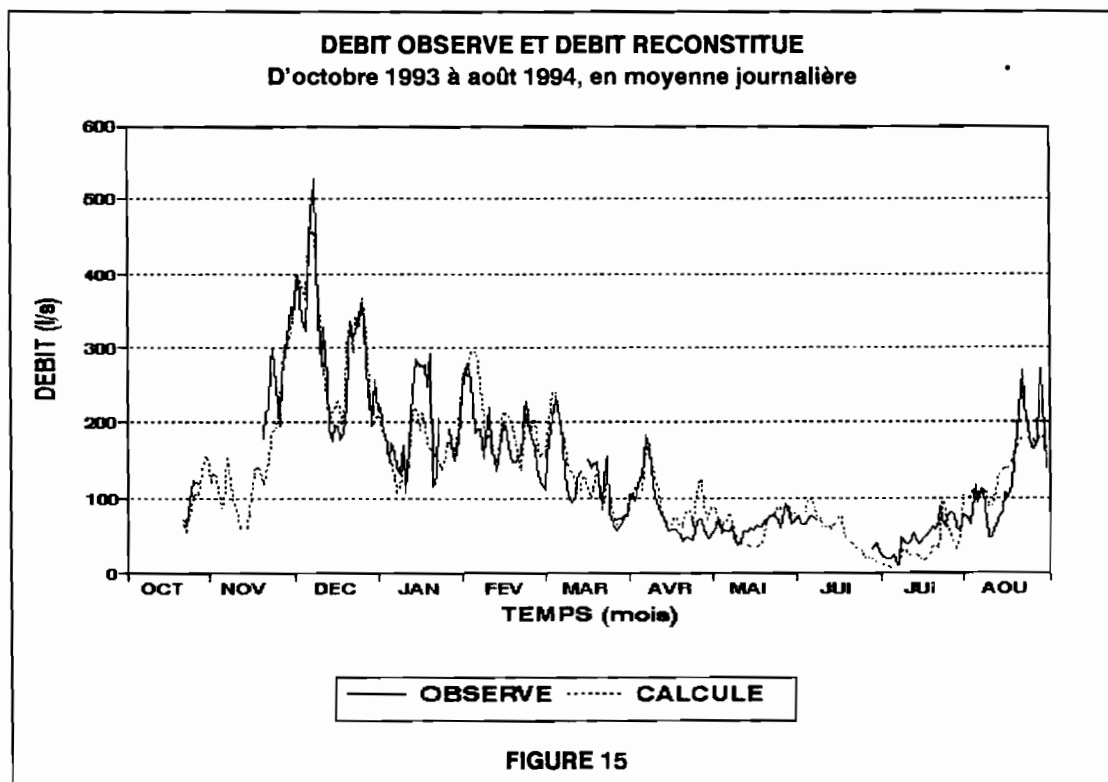
### 8.2.1. Reconstitution d'octobre 93 à août 94 :

La figure 15 montre les débits observés et calculés sur la période d'octobre 93 à août 94. La fonction critère de la reconstitution est 0.8778, et l'écart moyen entre les débits journaliers observés et reconstitués est 0.19%.

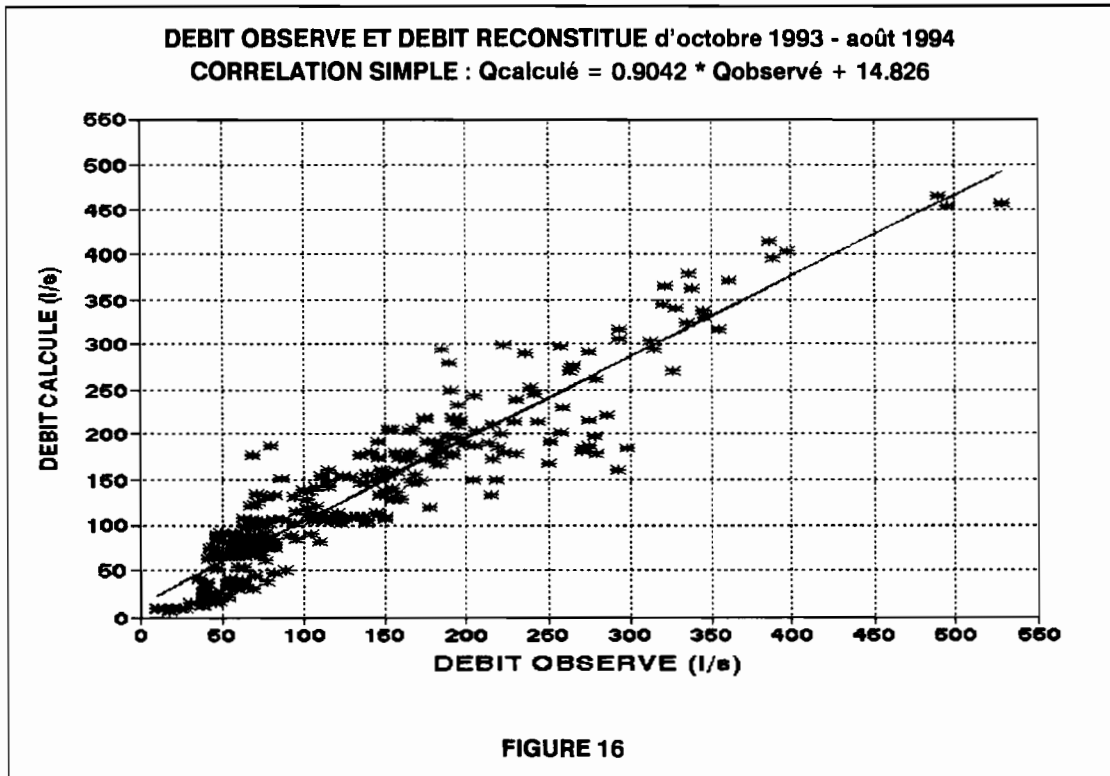
**Commentaire** : on voit que la reconstitution est globalement bonne. En particulier, les variations saisonnières très fortes de l'écoulement sont bien reconstituées. La fonction critère, de même que l'écart entre débit observé et débit reconstitué sont satisfaisants. On notera cependant quelques périodes durant lesquelles la qualité de la reconstitution est moins bonne, en particulier :

- la fin du mois de novembre 93,
- la deuxième quinzaine de janvier 94,
- la période du 15/06/94 au 31/08/94.

Dans les trois cas, l'écoulement est sous estimé. Pour les deux premiers, il est difficile de trouver une explication (peut être est-elle à chercher dans le calcul de l'albédo, qui n'est pas assez précis à cause des hypothèses faites sur la répartition temporelle des précipitations). Dans le troisième, la période de fin juin à début juillet est une période froide, dont l'effet semble avoir été un peu amplifié par le modèle. La période de fin juillet à fin août est par contre une époque d'ablation assez forte et de ruissellement. Ce ruissellement semble un peu sous-estimé, sans qu'il soit facile, ici non plus, de donner une explication (peut-être est-ce parce que le terme de chaleur latente est fort, comme nous le verrons dans la suite).



La figure 16 illustre la corrélation entre le débit journalier observé et le débit journalier reconstitué, sur la période d'octobre 93 à août 94. L'équation de cette corrélation est donnée dans le titre. Le coefficient de corrélation est ( $r^2$ ) est 87%. La corrélation est donc bonne.



Le tableau 3 donne tous les paramètres du modèle, obtenus après calage. Lors du calage, les bornes suivantes ont été imposées aux paramètres (Cf unités dans le tableau tableau 3) :

$1 < \alpha(i) < 2.5$  pour  $i=1$  à  $5$  ;  $0.5 < \alpha(i) < 1.2$  pour  $i=6$  à  $8$ ,  
 $40 < \gamma(i) < 90$  pour  $i=1$  à  $4$  ;  $60 < \gamma(i) < 110$  pour  $i=5$  à  $8$

$40000 < Cdeb(1) < 65000 < Cdeb(2) < 90000 < Cdeb(3) < 120000 < Cdeb(4) < 160000$   
 $< Cdeb(5) < 250000 < Cdeb(6) < 350000 < Cdeb(7) < 600000 < Cdeb(8) < 8000000$

$0.2 < Ainf(i) < 0.4$

$1 < e < 3$

$0 < Cneg < 0.8$

$0.2 < Clat < 2$

$0 < Cinf < 1.4$

$0.10 < Creg < 0.40$

$0.3 < Crap < 1$

$0.5 < Cfonte < 0.9$

$0 < Pseuil < 30$

$0.7 < Asup(i) < 0.9$

$1.2 < l < 3$

$0.5 < Crech < 1.5$

$0.2 < Csens < 2$

$0.12 < Cneb < 0.30$

$0.3 < Cqs < 1$

$1.5 < Cmdeb < 5$

$0.6 < Cruis < 0.8$

$-5 < Tseuil < 0$

Le choix de ces bornes est guidé par des critères physiques. Par exemple, nous avons choisi de chercher  $\alpha$  dans un intervalle de 1 à 2.5 pour les secteurs de la zone d'ablation, parce que ceux-ci sont bien exposés, en partie basse, avec une surface contribuant à la fonte supérieure à leur surface "géographique". Ou encore, il est clair qu'un coefficient comme Tseuil ne peut être positif. D'autres ordres de grandeur ont été trouvés dans la littérature. C'est le cas de Creg, par exemple dont Liboutry [1964] indique qu'il est de l'ordre de 20%, ou de Cneb, que Kustas et al. [1994] évaluent à 20%.

**TABLEAU 3**  
**CALAGE DES PARAMETRES DU MODELE**

	SECT 1	SECT 2	SECT 3	SECT 4	SECT 5	SECT 6	SECT 7	SECT 8
$\alpha$ (su)	1.3020	1.5820	2.0860	2.1660	0.9250	0.5402	0.5180	0.5007
$\gamma$ (°C)	77.500	79.720	77.600	89.130	89.400	72.540	76.000	109.900
Cdeb (s)	40000	84930	90060	100200	239400	345000	577900	700000
Ainf (su)	0.3000	0.3000	0.3000	0.3000	0.3000	0.3000	0.3000	0.8000
Asup (su)	0.8000	0.8000	0.8000	0.8000	0.8000	0.9000	0.9000	0.9000
e (m)	1.6500	1.6500	1.6500	1.6500	1.6500	1.6500	1.6500	1.6500
l (su)	1.3040	1.3040	1.3040	1.3040	1.3040	1.3040	1.3040	1.3040
Crech (su)	0.6037	0.6037	0.6037	0.6037	0.6037	0.6037	0.6037	0.6037
Crap (su)	0.3000	0.3000	0.3000	0.3000	0.3000	0.3000	0.3000	0.3000
Cmdeb (su)	3.4970	3.4970	3.4970	3.4970	3.4970	3.4970	3.4970	3.4970
Pseuil (mm)	24.640	24.640	24.640	24.640	24.640	24.640	24.640	24.640
Tseuil (°C)	-1.301	-1.301	-1.301	-1.301	-1.301	-1.301	-1.301	-1.301
Cinf (su)	1.3940	1.3940	1.3940	1.3940	1.3940	1.3940	1.3940	1.3940
Csens (su)	0.5882	0.5882	0.5882	0.5882	0.5882	0.5882	0.5882	0.5882
Clat (su)	0.2054	0.2054	0.2054	0.2054	0.2054	0.2054	0.2054	0.2054
Cneb (su)	0.1205	0.1205	0.1205	0.1205	0.1205	0.1205	0.1205	0.1205
Creg (su)	0.1103	0.1103	0.1103	0.1103	0.1103	0.1103	0.1103	0.1103
Cneg (su)	0.7519	0.7519	0.7519	0.7519	0.7519	0.7519	0.7519	0.7519
Cqs (su)	0.3544	0.3544	0.3544	0.3544	0.3544	0.3544	0.3544	0.3544
Cfonte (*)	0.9000	0.9000	0.9000	0.9000	0.9000	0.9000	0.9000	0.9000
Cruis (su)	0.7500	0.7500	0.7500	0.7500	0.7500	0.7500	0.7500	0.7500

TABLEAU 3 : SECT n = numéro du secteur, notations et unités au paragraphe 5.5 ; (su) = sans unité, (\*) = (l/°C/m<sup>2</sup>).

**Remarques :**

- même si Ainf et Asup peuvent être considérés comme des paramètres du modèle, nous avons préféré les fixer une bonne fois pour toutes, sans les optimiser. En effet, leur sens physique est très fort, et permet de bien en approcher les valeurs.
- la fonction critère (0.8778) est la meilleure qui a été obtenue dans le cadre des limites imposées aux paramètres. Si on relâche sensiblement ces limites, on peut améliorer la fonction critère (nous avons par exemple obtenu 0.8824). Cependant, certains des paramètres prennent alors des valeurs qui n'ont aucune réalité physique. C'est pourquoi nous préférons garder le sens physique de chacun des paramètres, même si ceci se fait au léger détriment de la fonction critère.

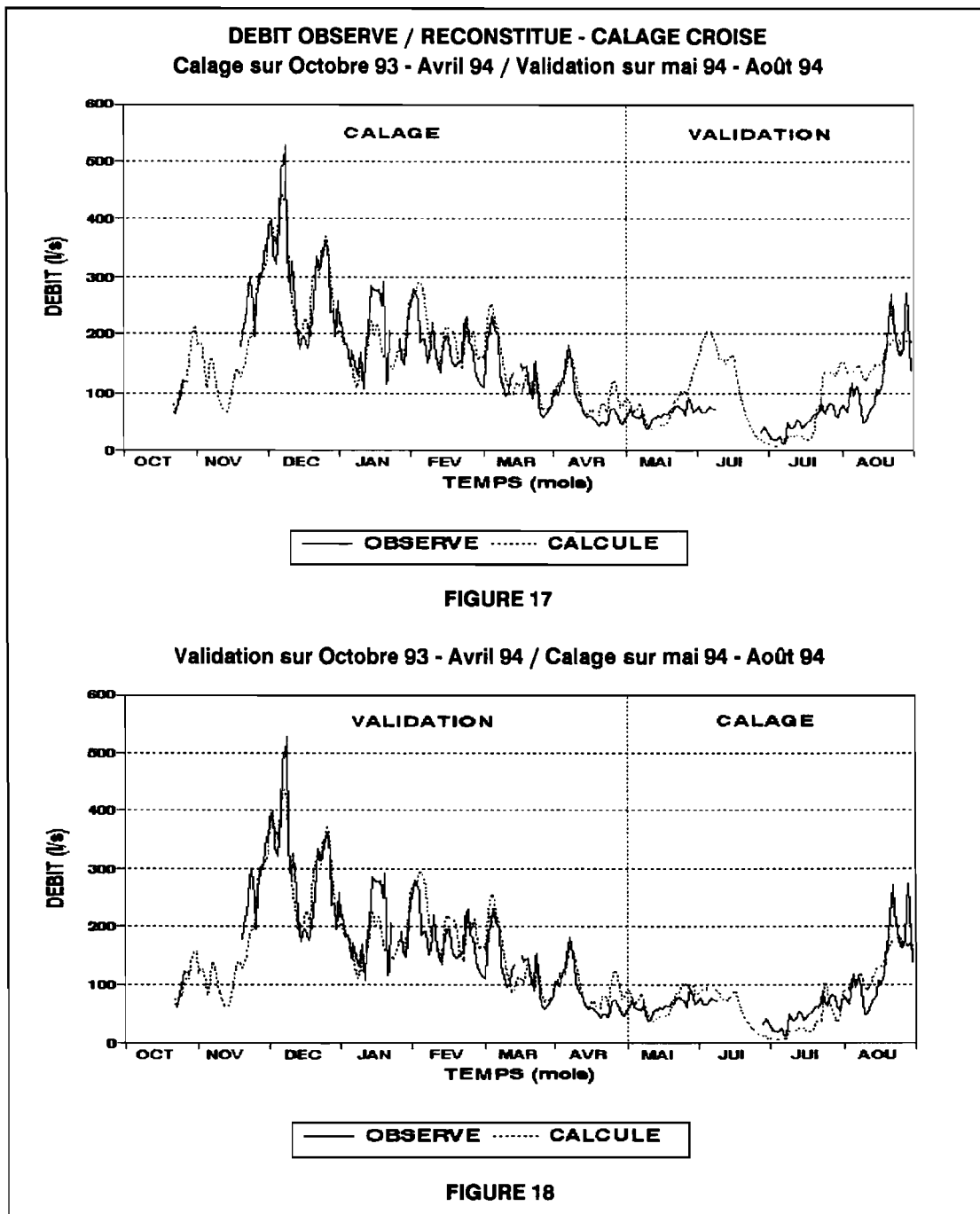
**Commentaires :**

- les valeurs de  $\alpha$  sont assez grandes en partie basse (autour de 2), ce qui montre l'importance de la contribution à l'écoulement des secteurs correspondants,
- les valeurs des coefficients des termes de flux de chaleur, Csens, et surtout Clat, peuvent sembler un peu faibles. Nous verrons dans la suite comment expliquer cela.
- la valeur de e obtenue est 1.65 mètre (épaisseur atteinte par les variations journalières de température), et la valeur de l est 1.304, soit  $e/l = 1.26$  mètre (profondeur du minimum de température). On aurait peut-être attendu une valeur de e un peu plus grande, mais surtout une valeur de e/l un peu plus petite (de l'ordre par exemple de 50 centimètres). Ces paramètres e et l conditionnent les termes de réchauffement et refroidissement du manteau, et d'apports par les couches inférieures, ainsi que l'évolution du profil de températures. Nous verrons que les valeurs qu'ils peuvent prendre ne sont pas uniques (au sens de la minimisation de la fonction critère), mais que celles qui ont été obtenues semblent faciliter les calculs.
- Tous les autres paramètres ont des valeurs, après optimisation, conformes aux ordre de grandeur attendus. Nous y reviendrons dans la suite.



### 8.2.2. Calage croisé :

Les figures 17 et 18 montrent les résultats, en moyenne journalière les calages croisés 1 et 2, tels qu'ils sont définis au paragraphe 8.1. Sur chacune des figures apparaît la période de calage et la période de validation.



Dans les deux cas, le principe du calage a été le suivant : on est reparti du jeu de paramètre donné par le calage sur la période complète, et on a cherché à optimiser ces paramètres sur une période plus restreinte. Les résultats sont les suivants :

- CALAGE CROISE 1 : on a légèrement amélioré le calage sur la période 10/93-03/94, mais pas de façon très sensible.

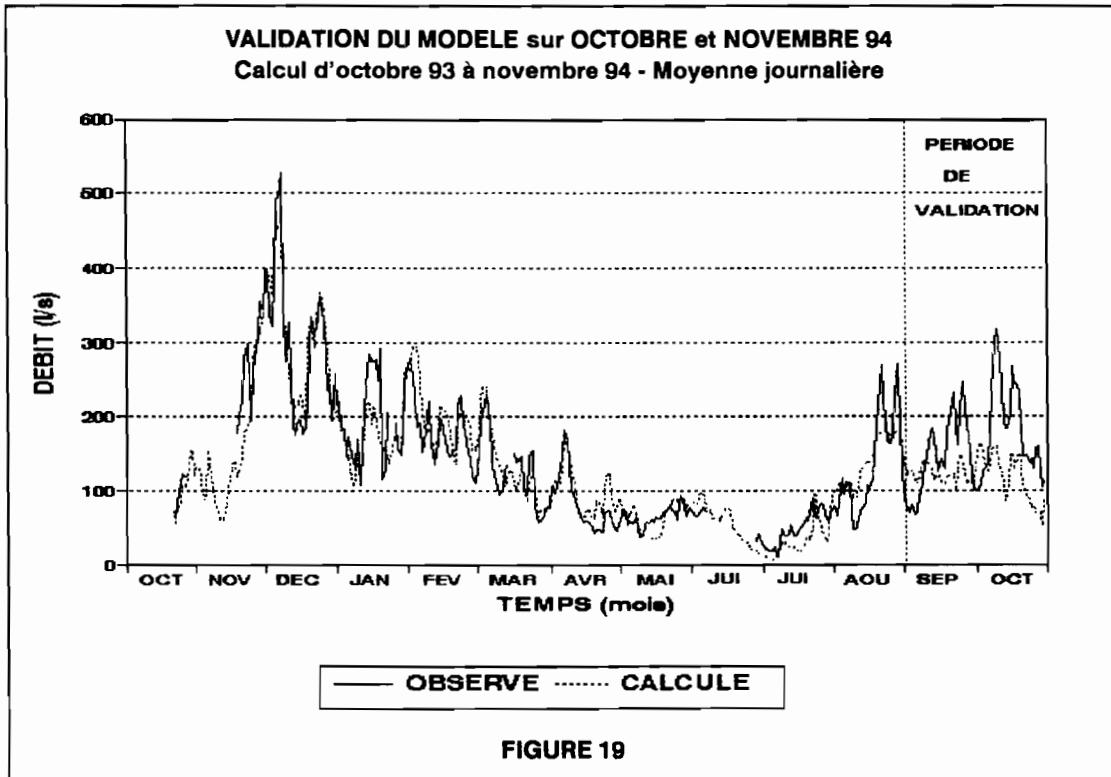
- CALAGE CROISE 2 : on n'a pas réussi à améliorer le calage sur la période 04/94-08/94.

Les deux périodes 10/93-03/94 (été, saison des pluies) et 04/94-08/94 (hiver, saison sèche) sont très différentes du point de vue hydrologique. Cependant, on peut penser, puisque les calages croisés

n'améliorent guère le calage obtenu sur la période complète, que ce calage complet peut déjà bien prendre en compte la diversité des situations hydrologiques de cette période.

### 8.2.3. Validation sur septembre et octobre 94 :

Le modèle, avec les paramètres obtenus par optimisation sur la période 10/93-08/94, a été validé, par un calcul sur les mois de septembre et octobre 94. La figure 19 représente, en moyennes journalières, les résultats de cette validation. La fonction critère, calculée de 10/93 à 10/94, est 0.7763.



La reconstitution sur la période de validation est clairement mauvaise. Les deux grands pics de septembre et octobre sont sous estimés de 50% environ. Le modèle n'est donc pas validé sur ces deux mois. Cependant, il faut noter que ces deux mois suivent le mois d'août 94, qui a connu une situation hydrologique très particulière (ruissellement, et glacier très refroidi), et que le modèle présente peut-être une inertie pour revenir à une situation plus normale.

**Remarque :** nous avons refait un calage complet, de 10/93 à 10/94, et un calage seulement sur les mois de septembre et octobre 94 (non montrés ici). Dans les deux cas, on améliore très nettement la reconstitution sur septembre et octobre 94, qui devient satisfaisante. Ceci est donc rassurant, et montre qu'il faudra sans doute caler le modèle sur une période encore plus longue, pour bien prendre en compte la diversité des situations hydrologiques.

### 8.2.4. Année 93 avec des entrées calculées :

Nous disposons, depuis la fin du mois de février 93, des enregistrements de la station Campbell à 4830 mètres sur la moraine (celle à 5200 mètres sur le glacier n'a été installée qu'en octobre 1993). Ces enregistrements sont une série de températures et de radiations globales. Pour cette raison, on peut penser faire fonctionner le modèle sur cette période, en adaptant les entrées, puisqu'il n'y a alors pas de mesures de gradients de températures (avec l'altitude et à la surface du glacier), ni de mesures de vent ou d'humidité. Nous obtiendrons les données d'entrées de la façon suivante :

- la radiation globale est celle mesurée à la station Campbell à 4830 mètres (au lieu d'une moyenne des radiations aux deux stations comme précédemment),

- on utilise la température à 4830 mètres donnée par la station Campbell. On calcule la température à 5200 mètres (température haute) selon les résultats d'une corrélation effectuée sur l'année hydrologique 93-94 au niveau journalier [Rigaudière et al., 1995], dont l'expression est la suivante :

$$T_{5200} = 1.03 * T_{4830} - 1.49 \quad (r^2 = 0.566)$$

De ce calcul, on tire un gradient de température et une température ramenée à l'altitude 0 mètre.

- une fois obtenue la température haute à 5200 mètres, comme il vient d'être indiqué, nous calculons une température basse, selon les résultats d'une corrélation effectuée sur l'année hydrologique 93-94 au niveau journalier [Rigaudière et al., 1995], dont l'expression est la suivante :

$$T_{basse} = 0.85 * T_{haute} - 1.18 \quad (r^2 = 0.911)$$

On obtient ainsi un gradient de température à la surface du glacier, considéré comme valable sur tout le glacier.

- ne disposant d'aucune mesure de vent, nous prendrons un vent constant et égal à 2 m/s, soit une valeur proche de la valeur moyenne annuelle obtenue pour l'année hydrologique 93-94 [Rigaudière et al., 1995].

- enfin, en ce qui concerne l'humidité, nous procéderons de la façon suivante :

-> si les précipitations ne sont pas nulles : on prendra  $H_r = 100\%$ ,

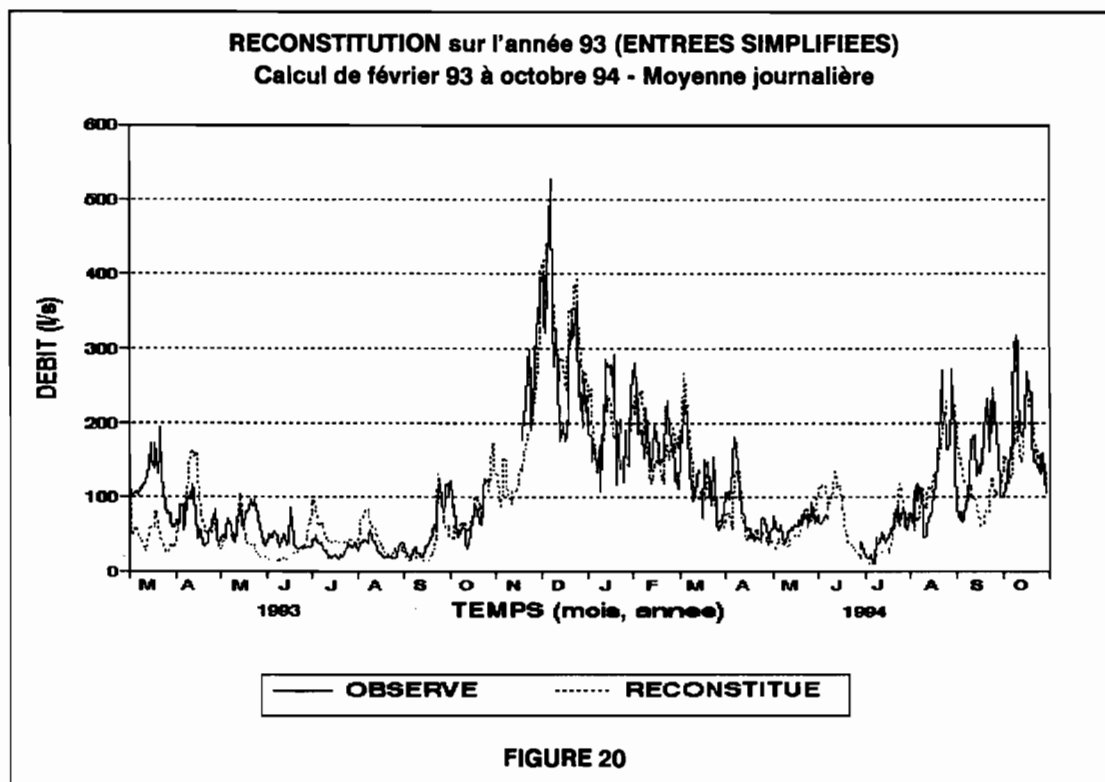
-> si les précipitations sont nulles, on prendra  $H_r$  égale à  $H_{r0}$ , où  $H_{r0}$  est fonction du jour de l'année et que nous choisissons de calculer comme suit :

$$H_{r0} = 35 - 15 * \cos[2 * \pi * (355 - n_j) / 365]$$

Cette fonction varie donc sinusoïdalement entre 50 au solstice d'hiver et 20 au solstice d'été. Elle recrée assez bien les valeurs moyennes observées au cours de l'année pour l'humidité, quand celle-ci n'est pas égale à 100%.

- les précipitations sont obtenues de manière normale, avec la série mesurée à la Plataforma.

Nous obtenons donc un jeu d'entrées du modèle comparable à celui utilisé sur la période 10/93-10/94.



Nous utilisons les entrées telles qu'elles sont décrites ci-dessus pour effectuer une simulation longue, de mars 93 à octobre 94, soit une durée de 20 mois (les entrées sont calculées de la même manière sur les 20 mois, de façon à obtenir un jeu de données homogène).

Dans un premier temps, nous avons essayé de valider le jeu de paramètres issu du calage sur 10/93-08/94. Cette validation n'a pas été concluante (fonction critère égale à 0.3). ceci n'est guère

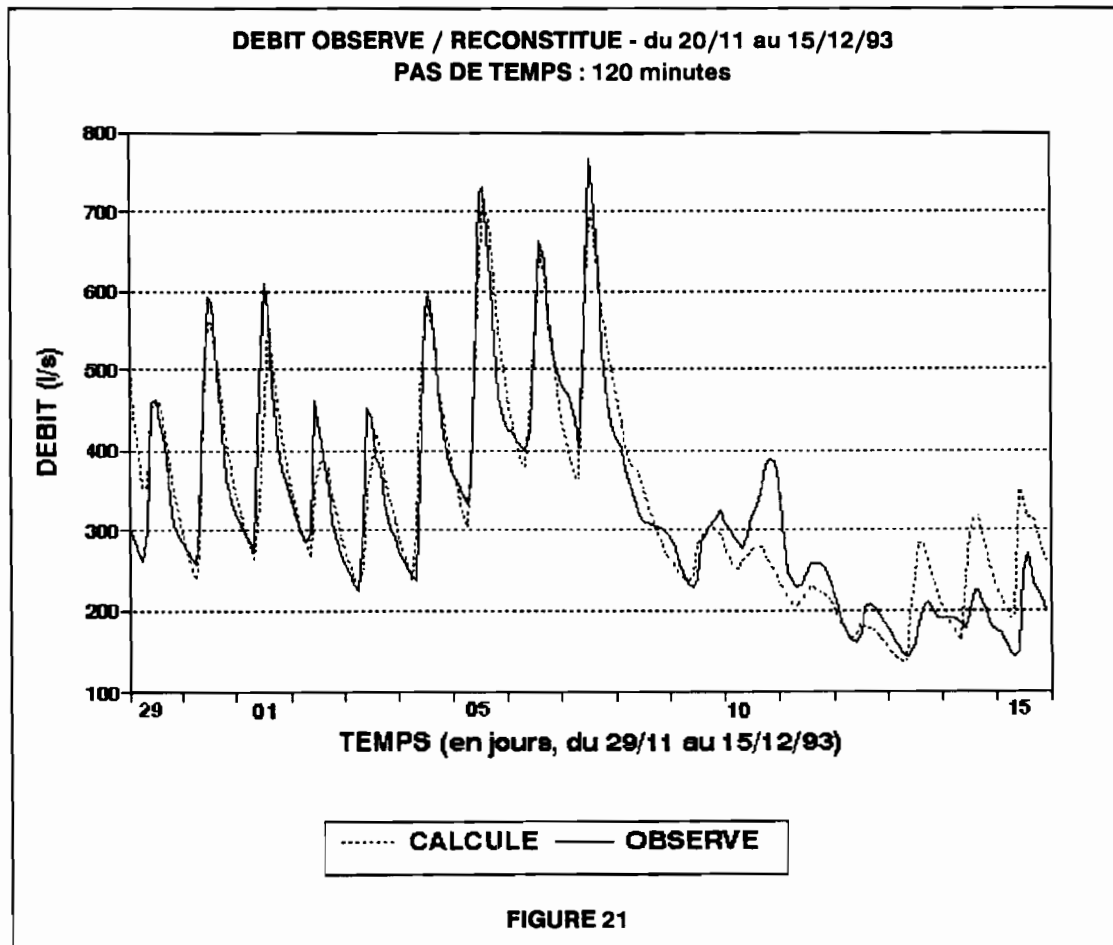
étonnant, si on se rappelle toutes les opérations et approximations effectuées pour obtenir les données d'entrée.

Dans un second temps, nous avons donc effectué un nouveau calage sur la période 03/93-10/94. Le résultat de cet essai est illustré sur la figure 20. La fonction critère correspondante est 0.7631. Malgré quelques pics inopportuns, la reconstitution obtenue est plutôt bonne, même si elle semble être meilleure pour les périodes de forts débits. Là encore, on arrive à prendre en compte des situations hydrologiques très différentes. On notera que la reconstitution des mois de septembre et octobre 94 s'est améliorée, parce que ceux-ci sont inclus dans le calage. Même avec des données estimées pour la plupart, on arrive donc à peu près à reconstituer les observations sur une longue période.

### 8.2.5. Fonctionnement à petit pas de temps :

Il est intéressant, à titre vérificatif, de se pencher sur le fonctionnement du modèle à petit pas de temps, et d'étudier les résultats à petit pas de temps également. C'est ce que nous avons fait sur la période du 29/12/93 au 15/12/93, choisie pour sa diversité de débits observés (la crue la plus importante de l'année hydrologique 93-94 a été observée le 07/12/93, et a été immédiatement suivie d'une période de faible écoulement, comme on peut le voir sur la figure 21).

Le pas de temps employé pour cette simulation est égal à 2 heures. C'est également à ce pas de temps que sont présentés les résultats. La fonction critère obtenue (calculée elle aussi au pas de temps 2 heures) est 0.8424. La reconstitution est illustrée sur la figure 21.



La reconstitution est bonne. En particulier, la forte variabilité de l'écoulement, tant journalière qu'à l'échelle de la période est bien restituée. Seules sont moins bien rendues les journées du 9 au 11 décembre, au cours desquelles l'écoulement connaît une forte baisse. La baisse donnée par le modèle est en effet un peu sévère.

### 8.2.6. Conclusion :

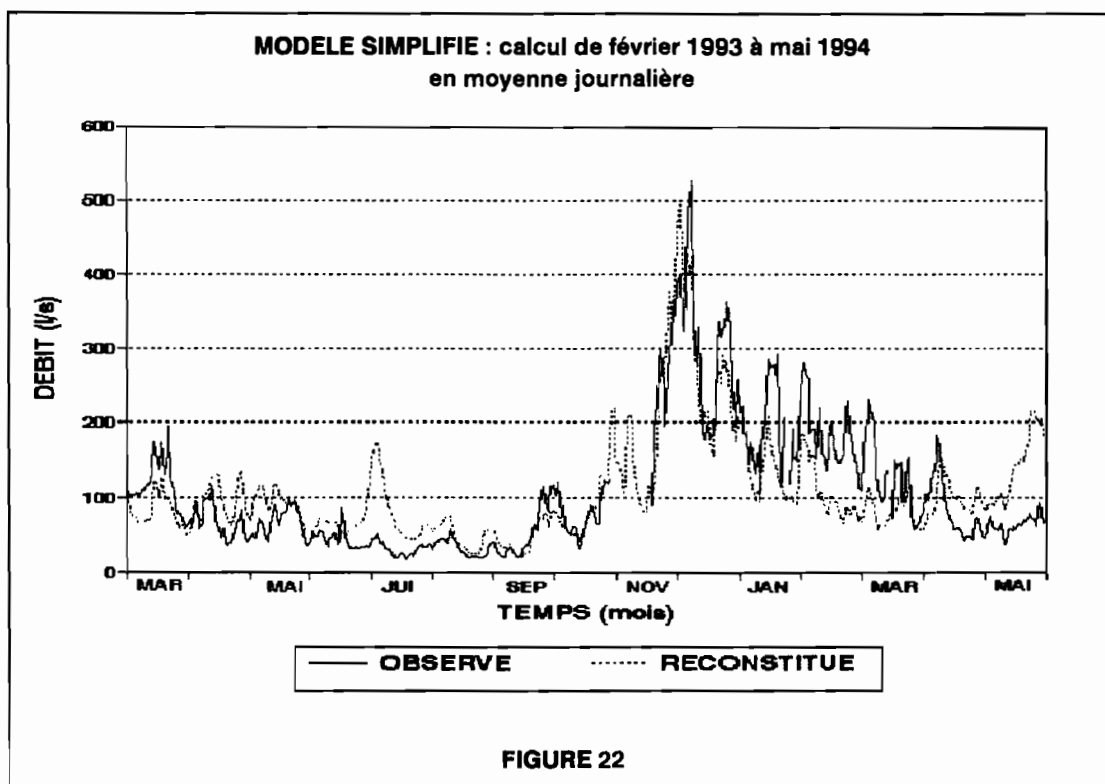
Les reconstitutions de l'écoulement présentées pour le modèle complet sont donc globalement satisfaisantes. On arrive à des fonctions critères de l'ordre de 0.8, ou supérieures. Le modèle semble capable de restituer la variabilité, en particulier la variabilité saisonnière, de l'écoulement, alors que, nous l'avons vu, les entrées ne présentent pas un caractère saisonnier aussi marqué. Le modèle semble peut-être mieux reconstituer les périodes de fort écoulement que celles de faible écoulement. Ceci n'est pas dû, comme on pourrait le penser à l'optimisation, puisque la fonction critère choisie (critère de Nash) l'a été justement parce qu'elle ne favorise pas une gamme de valeurs par rapport aux autres.

La cause est donc à rechercher plutôt dans la conception même du modèle. Les périodes de faible écoulement coïncident avec celles de refroidissement du glacier. C'est donc durant ces périodes que les phénomènes de regel et de stockage et déstockage d'énergie dans le manteau ont le plus d'amplitude. Ces phénomènes sont précisément les plus complexes que gère le modèle. Il n'est donc pas étonnant que les faibles débits soient moins bien reconstitués que les forts.

### 8.3. MODELE SIMPLIFIE :

#### 8.3.1. Présentation des reconstitutions :

Le modèle simplifié, tel qu'il a été présenté dans le chapitre 6 a été mis en oeuvre (avec optimisation) sur la période de mars 93 à mai 94. Les résultats sont illustrés par la figure 22. La fonction critère obtenue est 0.6443.



On voit que la seule période à peu près bien reconstituée est la période d'octobre 93 à janvier 94. Dans tout le reste, la reconstitution est beaucoup plus approximative, en particulier entre février et mai 94. Après mai 94, la reconstitution est encore plus mauvaise (non montré ici) : on n'arrive pas à caler le modèle.

### 8.3.2. Echec du modèle simplifié :

La figure 22 illustre l'**échec du modèle simplifié**. La période durant laquelle celui-ci semble le mieux fonctionner est la saison des pluies. Ceci n'est pas un hasard : en effet, c'est précisément durant cette période que les phénomènes de dissipation d'énergie (par stockage, déstockage et regel) sont les plus faibles. Le modèle simplifié n'est pas conçu pour prendre en compte ces phénomènes. Par contre, il possède deux coefficients destinés à introduire une saisonnalité, dont l'un tient compte des variations de la radiation extraterrestre, et l'autre essaie de quantifier l'état de refroidissement du glacier, et de limiter l'écoulement en fonction de celui-ci. On voit bien cependant **que ces coefficients n'arrivent pas, à eux seuls, à rendre compte de la forte variabilité** de l'écoulement.

Les phénomènes de transfert d'énergie apparaissent donc ici dans leur complexité. C'est eux en particulier qui contrôlent une grande part de la saisonnalité de l'écoulement. Il semble donc qu'on ne puisse pas expliquer le débit à partir seulement d'une radiation et d'un "degree day", même en introduisant des coefficients saisonniers, sur une période étendue qui présente des situations hydrologiques très diverses.

## 9. ANALYSE POUR LE MODELE COMPLET :

Le chapitre précédent a présenté les résultats généraux obtenus avec le modèle. Le présent chapitre analyse en détail le fonctionnement du modèle. En particulier, il revient sur chacun des termes de l'équation du bilan d'énergie, et présente diverses analyses de sensibilité.

### 9.1. ETUDE DES DIFFERENTS APPORTS :

#### 9.1.1. Apports des différents secteurs du glacier :

Les figures 23 et 24 montrent respectivement les débits et débits spécifiques, en sortie des réservoirs des secteurs 1 (secteur bas), 5 (secteur intermédiaire) et 8 (secteur haut), en moyenne journalière d'octobre 93 à août 94.

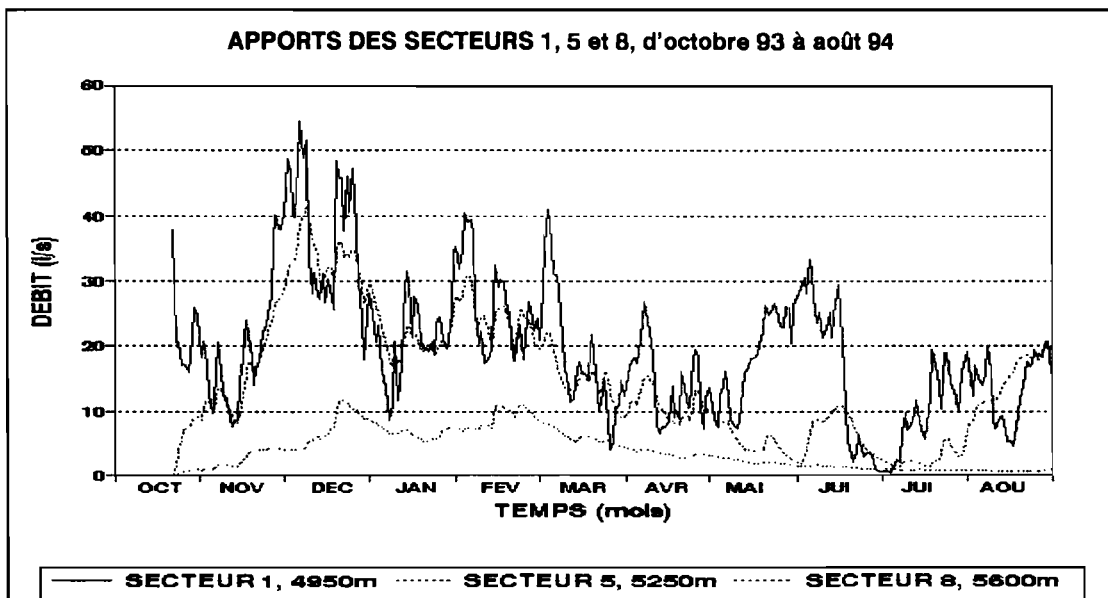


figure 23 : DEBITS

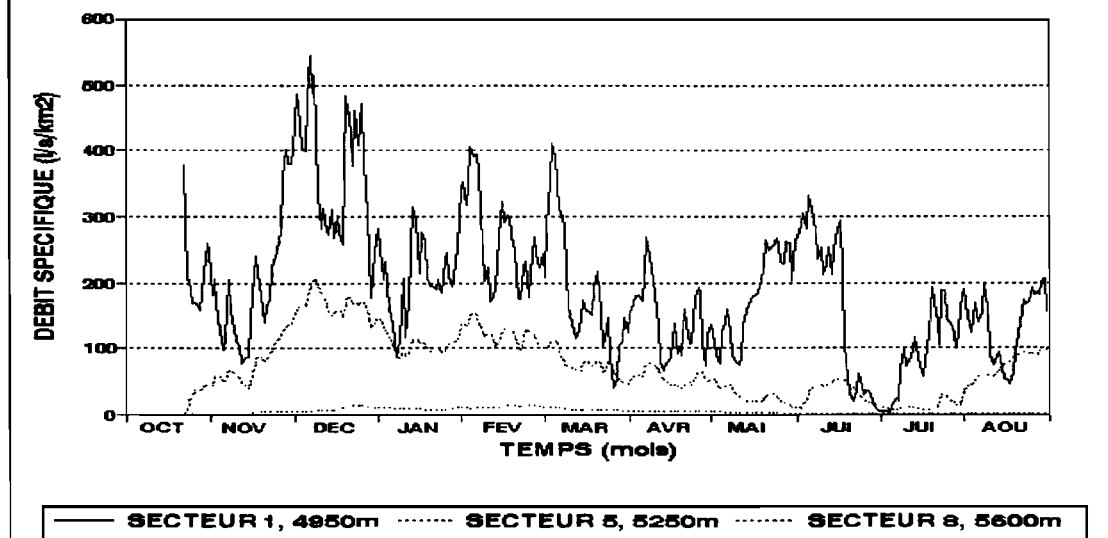


FIGURE 24 : DEBITS SPECIFIQUES

Les débits provenant de chacun des secteurs sont bien entendu fonction de la surface du secteur. On voit que ceux des secteurs 1 et 5 sont assez voisins, et que celui du secteur 8 est très inférieur, mais pas négligeable par rapport aux deux autres. Quand on regarde les débits spécifiques, la **diminution de la participation à l'écoulement avec l'altitude** apparaît très clairement, le secteur du bas fournissant un apport très important (jusqu'à 500 l/s/km<sup>2</sup>), celui du haut un apport quasi nul (inférieur à 10 l/s/km<sup>2</sup>). La partie haute du glacier (altitude supérieure à 5400 mètres) a donc un écoulement spécifique négligeable. Cependant, elle représente à elle seule plus de la moitié de la surface englacée du bassin versant. Ainsi, sa contribution à l'écoulement global doit être prise en compte, même si elle est presque nulle en saison froide.

### 9.1.2. Apports des moraines :

La figure 25 représente, en moyenne journalière d'octobre 93 à août 94, les apports des moraines, par fonte et ruissellement, des secteurs 1, 5 et 8. Ces apports apparaissent en débits et en débits spécifiques.

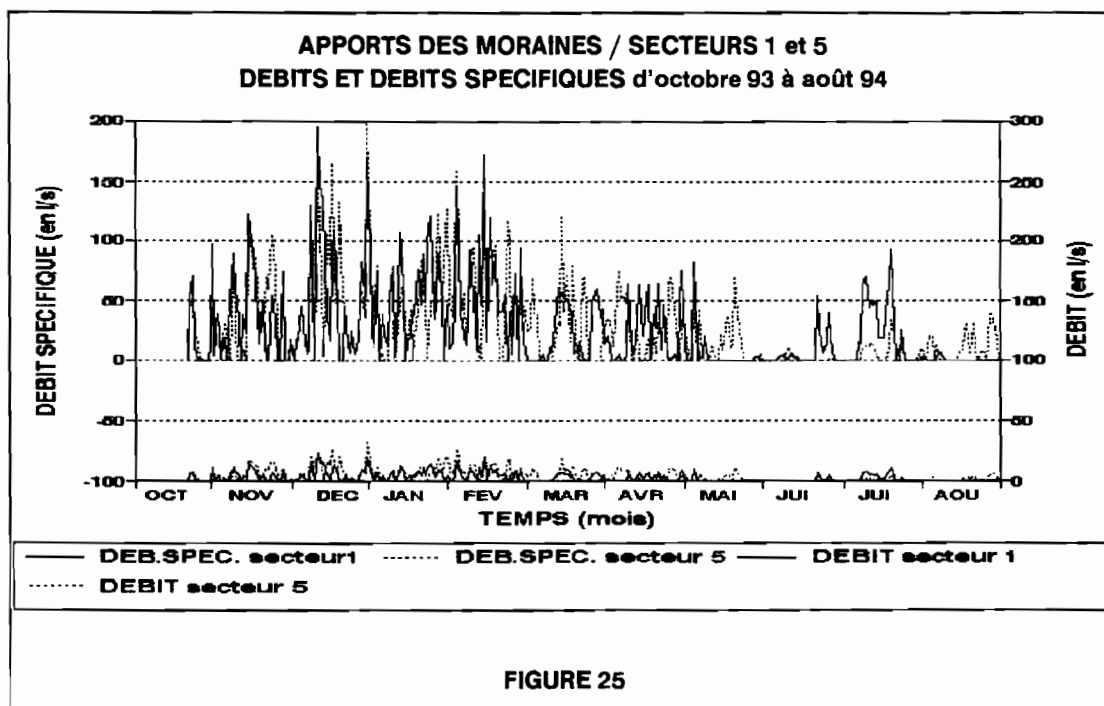


FIGURE 25

Nous rappelons que le coefficient de ruissellement utilisé pour toutes les moraines est 0.75. On constate que l'apport des moraines sur les secteurs 1 et 5 est toujours inférieur à 35 l/s en moyenne journalière, et est généralement situé au dessous de 15 l/s. Les débits spécifiques sont généralement inférieurs à 100 l/s/km<sup>2</sup> pendant la saison des pluies, et inférieurs à 50 l/s/km<sup>2</sup> en saison sèche.

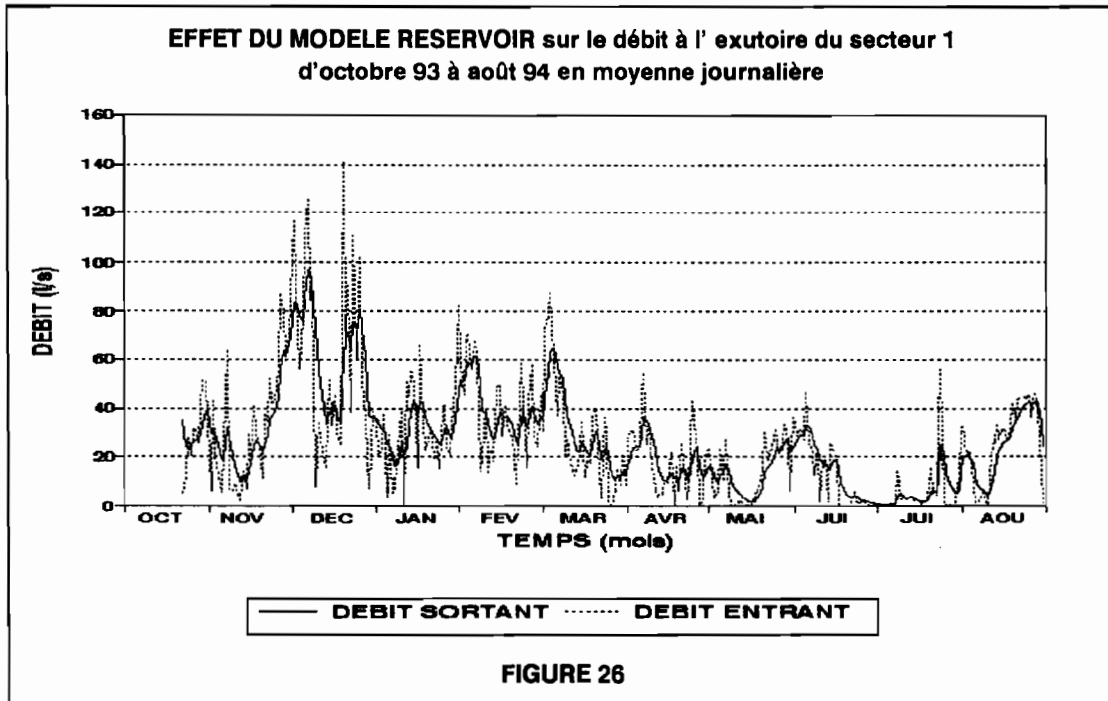
Il est intéressant de comparer, pour un secteur donné, les apports de la partie moraine et ceux de la partie glacier. Examinons par exemple le cas du secteur 1. Nous nous reporterons pour cela à la figure 26 du paragraphe suivant, qui montre entre autre, le débit total, c'est à dire la somme des apports de la moraine et du glacier, en entrée des réservoirs du secteur 1. Pendant la saison des pluies, par exemple, ce débit atteint 50 à 80 l/s, et est en général situé au dessus de 40 l/s. Si on considère que sur cette période le débit maximal apporté par la moraine seul est de l'ordre de 20 l/s, ces apports constituent donc jusqu'à 50% des apports globaux du secteur 1 (cette valeur étant la valeur maximale). Le cas du secteur 1 est particulier, parce que la surface de la moraine est un peu plus grande que la surface englacée. Si on prend le cas du secteur 3 (surface englacée 4 fois plus grande que la surface de moraine), avec un calcul semblable, on obtient une contribution de la moraine égale à au plus 15% des apports du secteur. Pour l'ensemble du glacier, on trouve que la contribution des moraines représente en moyenne sur une année hydrologique moins de 20% de l'écoulement total du bassin versant [Rigaudière et al., 1995]. Les chiffres obtenus en sortie du modèle sont donc cohérents vis à vis



de cette valeur de 20%, et montrent bien qu'il faut absolument prendre en compte les zones de moraine du bassin versant.

### 9.1.3. Effets des réservoirs linéaires :

La figure 26 montre les débits, en moyenne journalière d'octobre 93 à août 94, en entrée et en sortie des deux réservoirs du secteur 1. Cette figure met bien en évidence le rôle de lissage des réservoirs, qui propagent et atténuent les pics de débit dans le temps.



La constante de débit du réservoir rapide du secteur 1 a été optimisée à 40000 secondes (Cf tableau 3). Cette constante représente le temps de transit moyen d'une particule fluide du secteur vers l'exutoire du bassin versant. Ceci implique que les 30% (valeur du paramètre Crap) de l'écoulement (qui s'infiltrent rapidement, et passent dans le réservoir rapide) qui passent dans ce réservoir mettent environ 12 heures pour parvenir jusqu'à l'exutoire. Les 70% restants (ceux qui percolent plus longuement et passent dans le réservoir lent) mettent une quarantaine d'heures pour le même trajet. Ces ordres de grandeurs sont cohérents avec la réalité du terrain. A titre de comparaison, les coefficients de débit des réservoirs rapides des secteurs 4 et 8 sont respectivement de 28 heures et de 194 heures (8 jours).

## 9.2. ETUDE DES DIFFERENTS TERMES :

### 9.2.1. Bilan radiatif et terme de réchauffement/refroidissement :

Les figures 27 à 29 montrent, en moyenne journalière d'octobre 93 à août 94, les termes du bilan radiatif (1-a)R<sub>g</sub>, R<sub>atm</sub> et R<sub>sol</sub>, ainsi que le terme de réchauffement/refroidissement, sur les secteurs 1, 5 et 8.

On constate que les termes radiatifs de grandes longueurs d'onde évoluent peu d'un secteur à l'autre, et même d'une saison à l'autre. La radiation du sol est particulièrement régulière, et toujours proche de 300 W/m<sup>2</sup>. Ceci est normal, si on se rappelle que R<sub>sol</sub> est donné par la loi de Stefan-Boltzman, et ne dépend que de la température de surface T<sub>sol</sub>. Celle-ci, nous le verrons dans la suite varie dans une fourchette de 10°C environ (dans l'année, et d'un secteur à l'autre), ce qui explique la valeur à peu près constante de R<sub>sol</sub>.

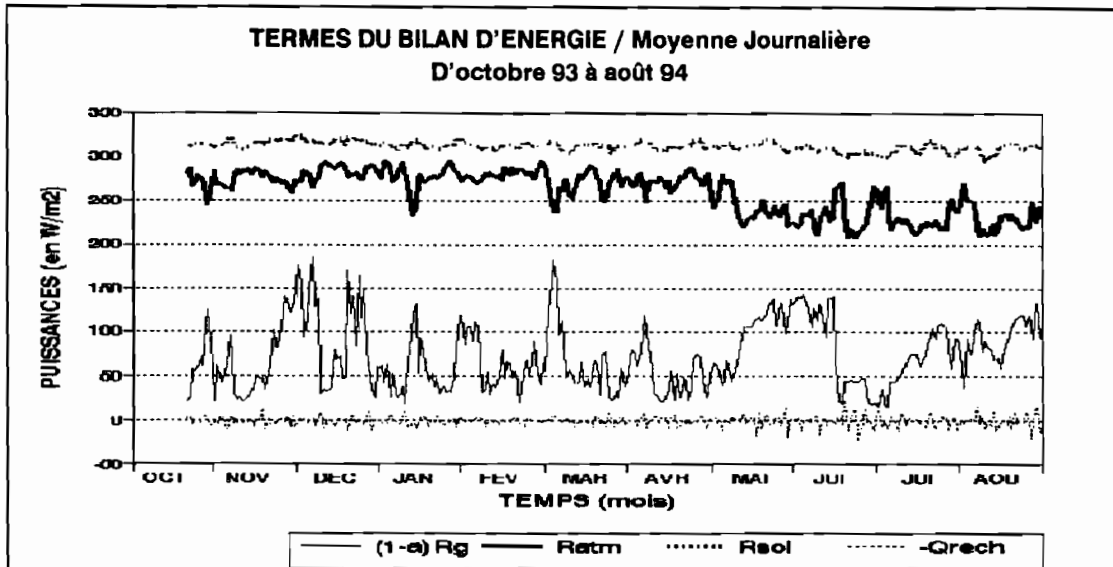


figure 27 : SECTEUR 1

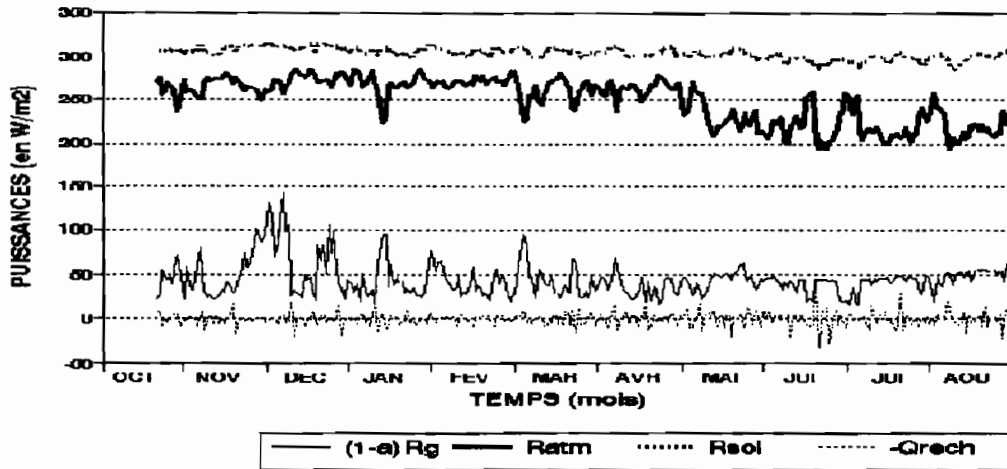


figure 28 : SECTEUR 5

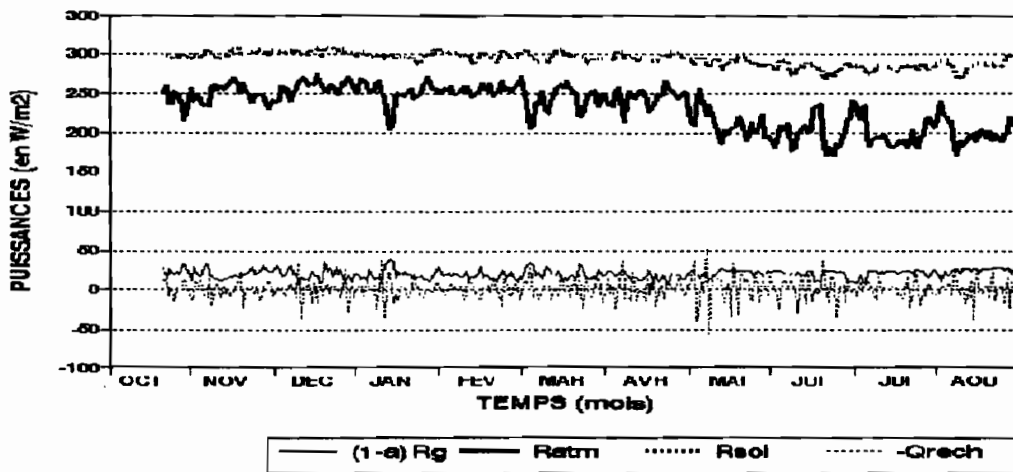
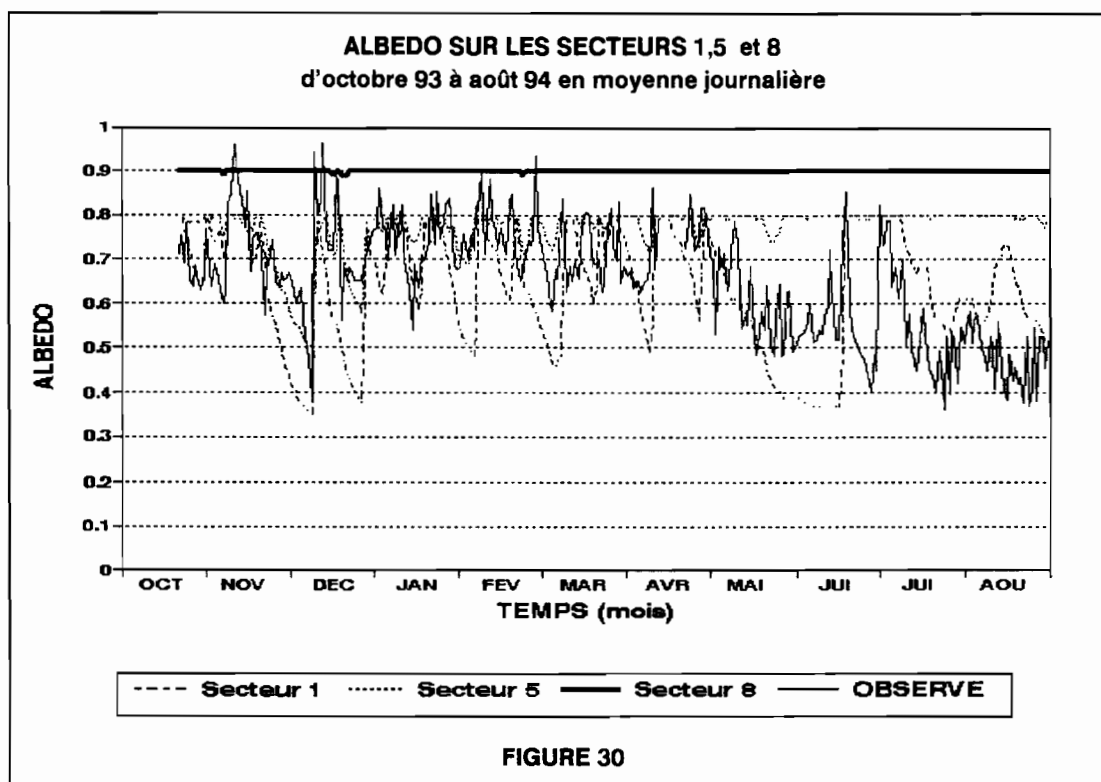


FIGURE 29 : SECTEUR 8

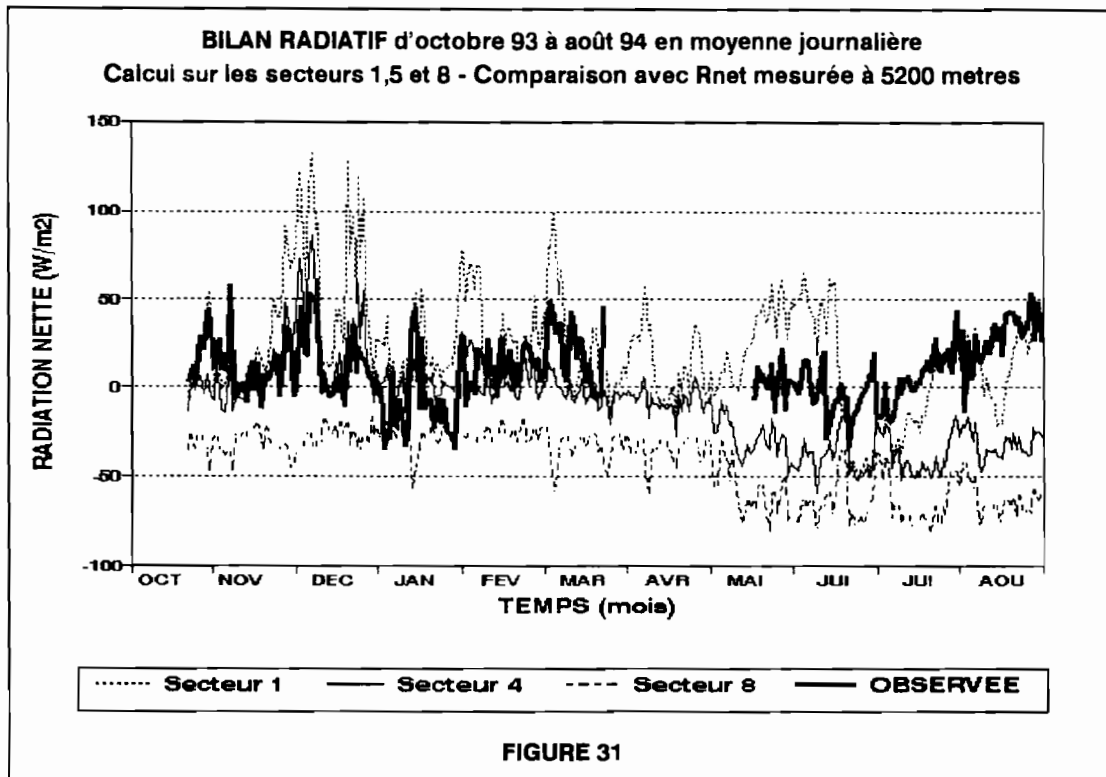
La radiation atmosphérique est comprise, tous secteurs confondus, entre 180 et 280 W/m<sup>2</sup>. Elle est proche de ses valeurs maximales en saison humide (intervention du couvert nuageux) et de ses valeurs minimales en saison sèche (ciel clair et dégagé). Elle varie assez sensiblement avec l'altitude : on enregistre en général de 20 à 40 W/m<sup>2</sup> de plus sur le secteur du bas que sur le secteur du haut, ce qui est dû partiellement à la correction de l'émissivité de l'atmosphère avec l'altitude. Globalement, le bilan des grandes longueurs d'onde est de l'ordre de 50 W/m<sup>2</sup> en saison humide à 100 W/m<sup>2</sup> en saison sèche.

Le terme de bilan des courtes longueurs d'onde est quant à lui beaucoup plus variable, à la fois dans le temps et dans l'espace. Il est toujours beaucoup plus fort en bas du glacier, où il atteint presque 200 W/m<sup>2</sup>, qu'en haut, où il ne dépasse pas 50 W/m<sup>2</sup>. Ceci s'explique par les variations de l'albédo, qui sont illustrées, pour les secteurs 1, 5 et 8 sur la figure 30. Cette figure montre une grande variabilité de l'albédo en bas du glacier (décroissance rapide, jusqu'à pratiquement atteindre la valeur minimale 0.3), qui s'estompe avec l'altitude (secteur 5), pour devenir négligeable en haut du glacier (secteur 8). On voit aussi que les variations de l'albédo ne sont pas du tout les mêmes d'un secteur à l'autre (on pourra comparer les mois de mai à août sur les secteurs 1 et 5).



La figure 30 fait également apparaître l'albédo mesuré à 5200 mètres sur le glacier. Les valeurs présentées ici sont en fait les valeurs minimales journalières mesurées, qui sont représentatives de cette grandeur [Rigaudière et al., 1995]. On voit que l'albédo calculé est beaucoup plus lisse que l'albédo mesuré, ce qui s'explique par la façon dont est effectué le calcul (selon une température accumulée, à peu près toujours croissante). L'albédo mesuré se situe à peu près à l'intermédiaire des albédos calculés sur les secteurs 1 et 5 (assez proche de celui du secteur 5 d'octobre à avril, et assez proche de celui du secteur 1 de mai à août). Le secteur 5 (altitude moyenne 5250 mètres) est situé à proximité du site de mesure. Les variations de l'albédo sont donc assez bien reconstituées pendant la saison des pluies, même si les valeurs elles-mêmes le sont moins bien. Par contre, les variations enregistrées pendant l'hiver (de mai à août) sont moins bien reconstituées : les valeurs calculées vers 5200 mètres ne varient presque pas, et seules les valeurs obtenues en bas du glacier (secteur 1) correspondent aux valeurs mesurées. Ceci s'explique par le fait que nous avons choisi de faire intervenir les températures négatives dans le cumul des températures. Ce cumul ne peut devenir franchement positif en saison froide au dessus d'une certaine altitude. Notons aussi que le fait que les valeurs mesurées présentées sont des minima accentue encore la disparité entre la reconstitution et l'observation. Globalement, on peut cependant considérer que l'albédo calculé dans la zone d'ablation est assez représentatif de l'albédo mesuré.

Le bilan des courtes longueurs d'onde explique donc pour beaucoup la variabilité dans l'espace et le temps du bilan radiatif total. Ce bilan est ainsi beaucoup plus excédentaire dans la partie basse du glacier que dans partie haute, et est également plutôt moins fort en hiver qu'en été

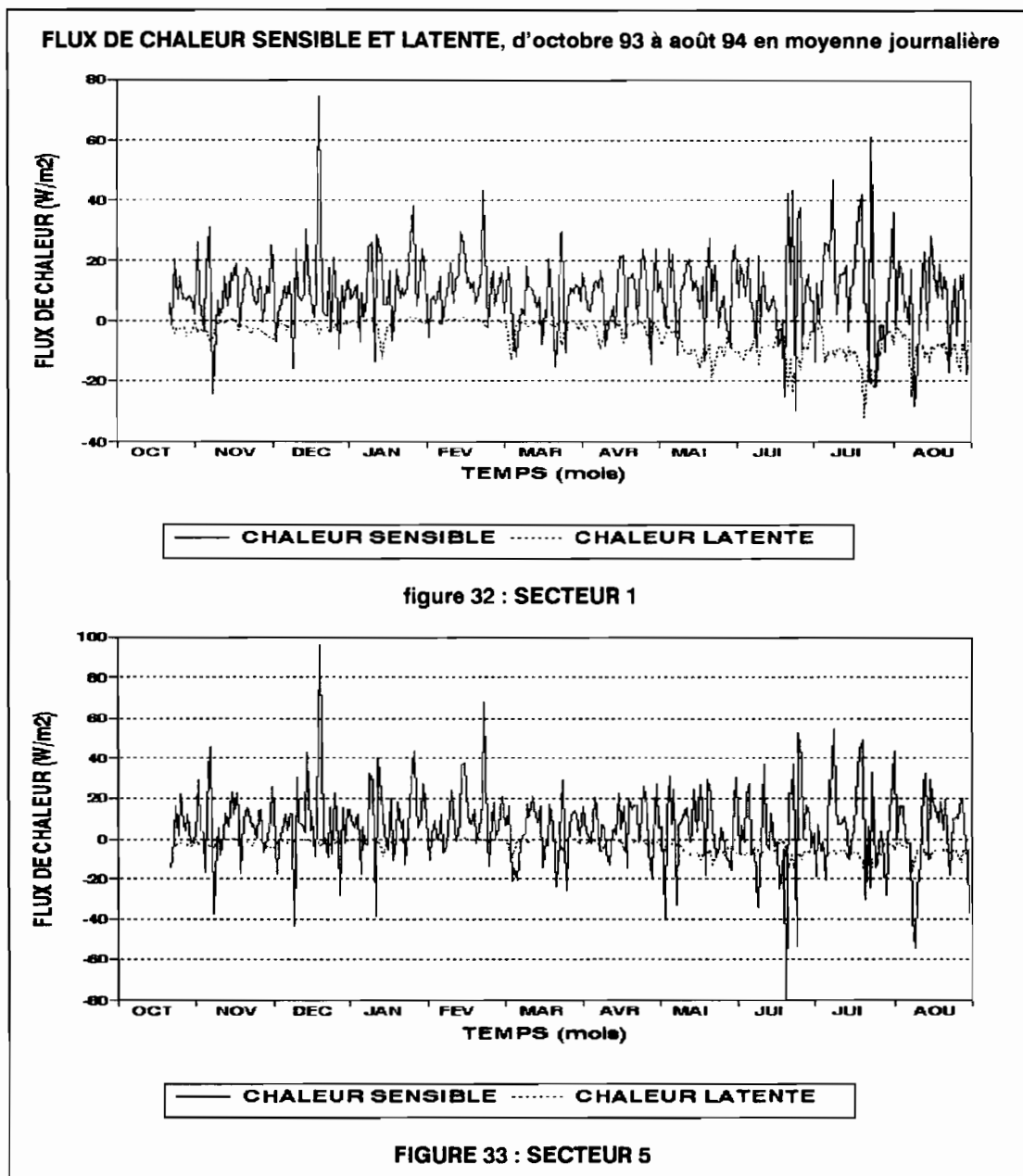


Il est aussi intéressant de comparer les bilans radiatifs calculés et la radiation nette mesurée à 5200 mètres sur le glacier. Cette comparaison est illustrée, en moyenne journalière, par la figure 31, qui montre le bilan radiatif sur les secteurs 1, 5, et 8, et la valeur mesurée. On peut faire un peu les mêmes commentaires que pour l'albédo : la bilan radiatif du secteur 5 est assez proche de celui mesuré pendant la saison des pluies (d'octobre à mai), et se situe au dessous pendant l'hiver. Pendant cette période, le bilan radiatif calculé en bas du glacier est assez proche du bilan mesuré. On peut donc penser que, pendant l'hiver, le bilan radiatif calculé pour le bas du glacier (secteurs 1 à 3) est un peu surestimé, alors que celui correspondant à la partie intermédiaire (secteurs 4 à 6) est sous-estimé. Ce déséquilibre en hiver dans la partie intermédiaire du glacier, nous le verrons dans la suite, provient en partie du fait que certains termes du bilan d'énergie (terme de réchauffement-refroidissement par exemple) deviennent grands. Par contre, en saison des pluies les résultats semblent plus équilibrés.

Enfin, en ce qui concerne le terme de réchauffement/refroidissement, celui-ci est, tous secteurs confondus, en général compris entre  $-20$  et  $+20$   $W/m^2$ , et ne sort pas de la fourchette de  $-50$  à  $+50$   $W/m^2$ . Il semble de plus augmenter légèrement avec l'altitude. Ce terme ne semble donc pas jouer un rôle aussi important que ceux du bilan radiatif. Il faut cependant bien se rappeler qu'il apparaît ici en moyenne journalière. Or, la nuit coïncide généralement avec un refroidissement, et le jour avec un réchauffement. Ce terme peut donc connaître des variations journalières fortes, et une moyenne journalière proche de 0. C'est pourquoi nous l'étudierons dans la suite avec un pas temps inférieur à la journée.

### 9.2.2. Flux de chaleur sensible et latente :

Les figures 32 et 33 montrent, en moyenne journalière d'octobre 93 à août 94, les termes de flux de chaleur sensible et latente, respectivement sur les secteurs 1 et 5. Nous rappelons que les coefficients pour ces deux termes obtenus par calage, sont pour la chaleur sensible  $C_{sens} = 0.5882$  et pour la chaleur latente  $C_{lat} = 0.2054$ .



On voit que le terme de chaleur sensible est généralement compris entre 0 et 20 W/m<sup>2</sup>, mais peut atteindre 80 W/m<sup>2</sup>, ou plus couramment 50 W/m<sup>2</sup>. Il est peu souvent négatif (le flux de chaleur est alors dirigé du glacier vers l'atmosphère), puisque le gradient de température à la surface du glacier est peu souvent négatif. Enfin, il semble un peu plus fort en hiver qu'en été, ce qui s'explique par le fait que les vents sont plutôt plus forts en hiver (Cf figure 13), et ne semble guère varier avec l'altitude (ce qui n'est pas étonnant, puisque nous utilisons un gradient de température à la surface du glacier et un vitesse de vent constants). Globalement, ce terme de chaleur sensible reste donc assez faible, mais n'est quand même pas négligeable à l'échelle des autres termes du bilan.

En ce qui concerne le terme de chaleur latente, on constate que celui-ci est faible, généralement compris entre 0 et -10 W/m<sup>2</sup> en été, et 0 et -20 W/m<sup>2</sup> en hiver. Il semble d'autre part s'atténuer avec l'altitude. Enfin, il ne prend pas de valeurs significativement positives, ce qui signifie que les phénomènes de condensation à la surface du glacier sont négligeables. Ce terme est donc globalement faible. Ceci vient de la valeur de 0.2054 obtenue par optimisation de Clat. Si Clat était de l'ordre de 1, on obtiendrait des valeurs descendant jusqu'à -50 W/m<sup>2</sup> en été, et -100 W/m<sup>2</sup> en hiver (ce qui semble un peu exagéré). Le problème vient de ce qu'on arrive pas à reconstituer le débit de façon

satisfaisante pour les mois de juin à août 94 avec un coefficient  $C_{lat}$  d'un ordre de grandeur supérieur à 0.20. En effet, l'évaporation (forte puisque le gradient d'humidité relative est fort en hiver) mobilise alors trop d'énergie, au détriment de la fonte, et on est dans l'incapacité de reconstituer le volume de cette dernière. Il est donc probable que les ordres de grandeur obtenus pour la chaleur latente ne sont pas trop mauvais. On peut concevoir cependant, que celle-ci soit plus importante dans la réalité, mais sans doute pas plus d'un facteur 2 ou 3 par rapport à celle calculée par le modèle.

### 9.2.3. Terme de regel :

La figure 34 présente, en moyenne journalière d'octobre 93 à août 94, les termes de regel obtenus sur les secteurs 1, 5 et 8. Le coefficient  $C_{reg}$  obtenu après optimisation est 0.1103, ce qui signifie que 11.03% de l'eau fondue au pas de temps précédent peut regeler et libérer l'énergie  $Q_{regel}$ , qui apparaît sur la figure 34.

On constate que ce terme, toujours positif, ne dépasse pas  $10 \text{ W/m}^2$  en moyenne journalière. Il est donc assez faible, mais il faut se rappeler que l'énergie libérée par le regel atténue d'autant le refroidissement du manteau neigeux, dont nous avons vu (Cf paragraphe 9.2.1) qu'il est généralement compris entre  $-20$  et  $+20 \text{ W/m}^2$  en moyenne journalière. On conçoit donc l'effet modérateur du terme de regel sur le refroidissement du manteau. Remarquons que le coefficient  $C_{reg}$  pourrait difficilement dépasser la valeur de 0.2 [Lliboutry, 1964]. Dans ce cas là, l'ordre de grandeur de  $Q_{regel}$  serait alors presque doublé, et son effet modérateur plus prononcé.

### 9.2.4. Terme d'apports par les couches inférieures :

La figure 35 montre, en moyenne journalière d'octobre 93 à août 94, les termes d'apport de chaleur par les couches inférieures sur les secteurs 1, 5 et 8. Le coefficient  $C_{inf}$  obtenu pour ce terme par optimisation est 1.394.

Ce terme, toujours positif, est généralement compris entre 0 et  $30 \text{ W/m}^2$  en hiver, et 0 et  $60 \text{ W/m}^2$  en été. Il augmente clairement avec l'altitude (il est presque 3 fois plus important en haut du glacier qu'en bas). En effet, on considère que le manteau est isotherme à  $0^\circ\text{C}$  à partir d'une certaine profondeur, et que la partie supérieure du manteau (sur 1.50 mètre sous la surface environ) peut être à des températures nettement inférieures à  $0^\circ\text{C}$ . Ces températures sont d'autant plus inférieures à  $0^\circ\text{C}$  qu'on est en altitude, et toujours plus froides en hiver qu'en été. Les valeurs obtenues pour le terme d'apport par les couches inférieures peuvent cependant sembler un peu élevées, surtout en hiver et en altitude. Cela vient sans doute de la valeur du coefficient  $C_{inf}$  obtenu (1.394). D'un autre côté, elles ont durant l'hiver un ordre de grandeur très raisonnable. Pour cette raison nous les conservons telles quelles.

### 9.2.5. Terme de ruissellement :

Les figure 35 montre, en moyenne journalière d'octobre 93 à août 94, les termes de ruissellement sur les secteurs 1, 5 et 8. Le coefficient de ruissellement utilisé pour ce terme est 0.8.

Le ruissellement, nous l'avons vu, n'intervient que dans des conditions particulières, après des périodes assez longues de sécheresse et de froid. C'est pourquoi le terme de ruissellement du modèle est pratiquement toujours nul. Dans la période présentée, il est ainsi constamment nul sur le secteur 1 (parce que la moyenne des températures négatives n'est pas descendue assez bas à cette altitude), de même sur le secteur 8 (parce que nous avons pris soin d'interdire le ruissellement sur toute la partie haute du glacier). Il ne concerne donc que la partie intermédiaire du glacier (secteur 5), pendant une partie du mois de juin 94, et le mois d'août 94. On voit que les quantités d'énergie qui interviennent ne dépassent pas  $40 \text{ W/m}^2$  (ce qui correspond à un bilan de l'ordre de  $50 \text{ W/m}^2$ , puisque le coefficient de ruissellement est 0.8), ce qui reste assez faible en comparaison des valeurs de bilan que l'on peut observer à d'autres périodes de l'année. Mais, avec l'hypothèse de ruissellement de 80% ces valeurs produisent quand même un débit conséquent.

**DIFFERENTS TERMES DU BILAN D'ENERGIE - SECTEURS 1, 5 et 8**  
d'octobre 93 à août 94 en moyenne journalière

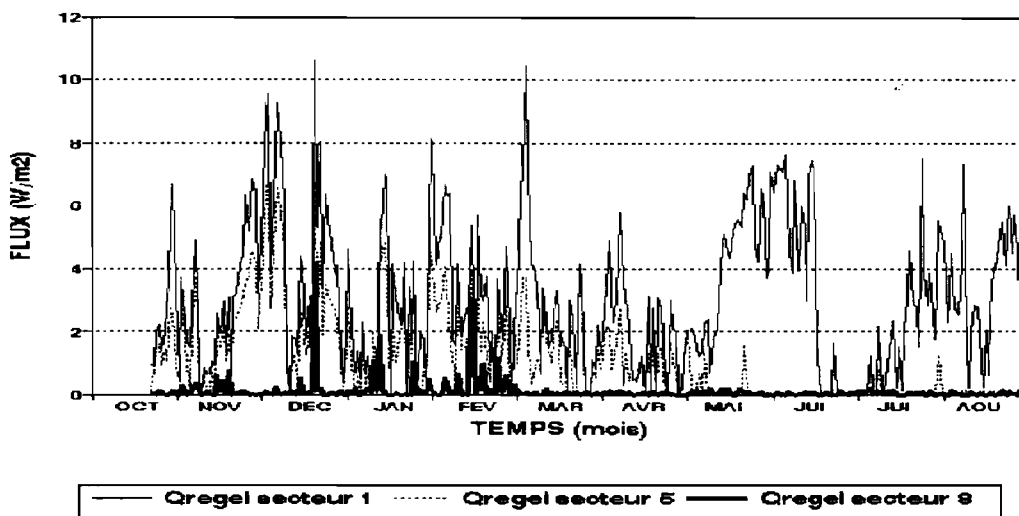


figure 34 : TERME DE REGEL

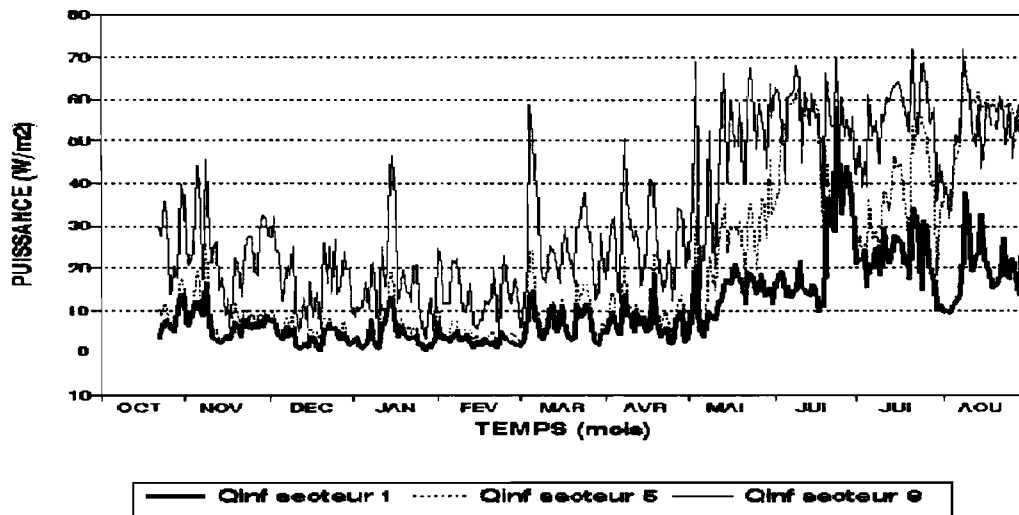


figure 35 : TERME D'APPORTS PAR LES COUCHES INFERIEURES

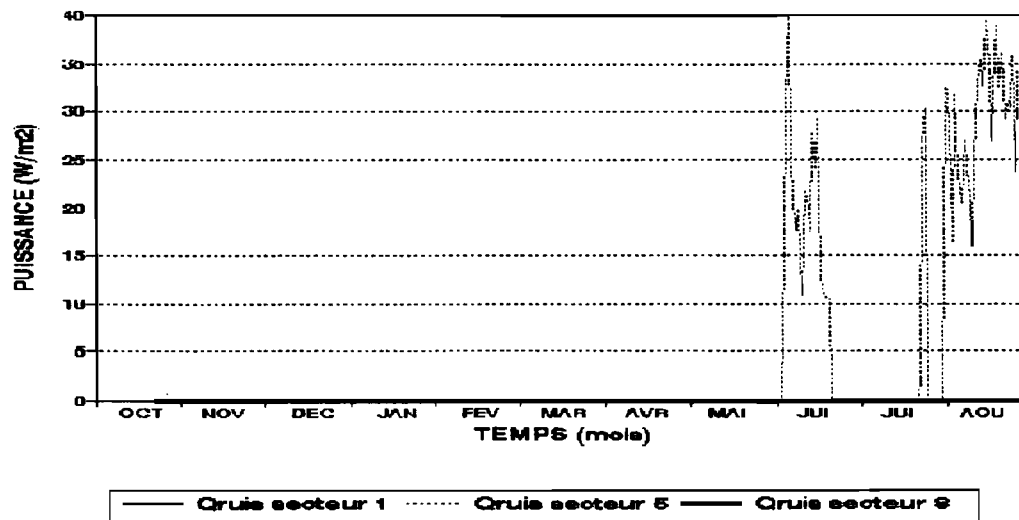
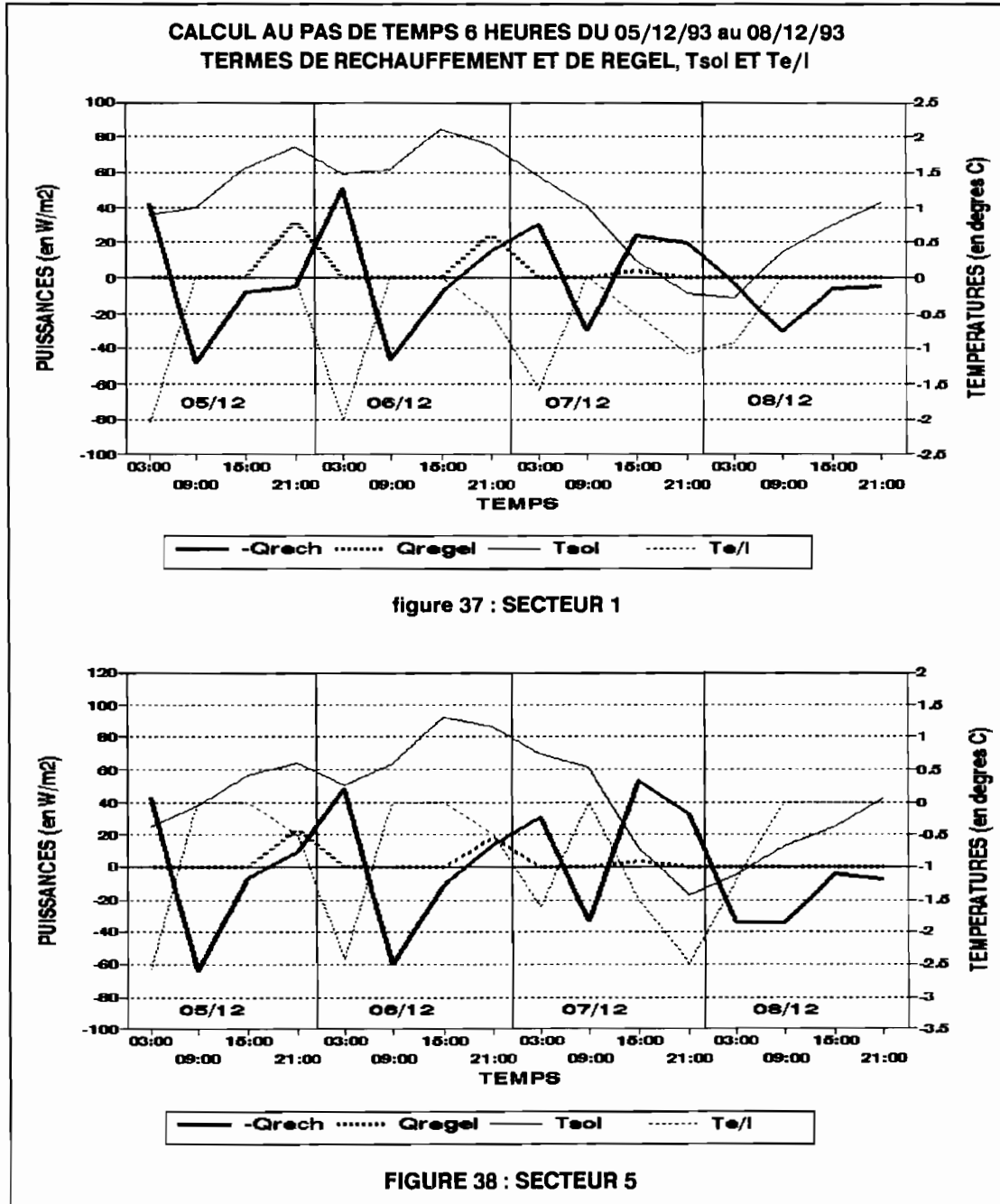


FIGURE 36 : TERME DE RUISSELLEMENT

### 9.3. EVOLUTION DU PROFIL DE TEMPERATURE :

#### 9.3.1. Evolution au pas de temps 6 heures :

Les figures 37 et 38 représentent, pour la période du 05/12/93 au 08/12/93, l'évolution des termes de regel et de réchauffement, ainsi que celle des températures du sol ( $T_{sol}$ ) et du manteau ( $T_{e/l}$ ), au pas de temps 6 heures. Les figures 39 et 40 représentent les mêmes variables, toujours au pas de temps 6 heures, mais pour la période du 07/08/94 au 10/08/94.



L'intérêt principal de ces figures est de montrer l'évolution, au cours de la journée, des éléments qui interviennent dans le processus de réchauffement/refroidissement du manteau, en particulier l'évolution du profil de température et du terme -Qrech.

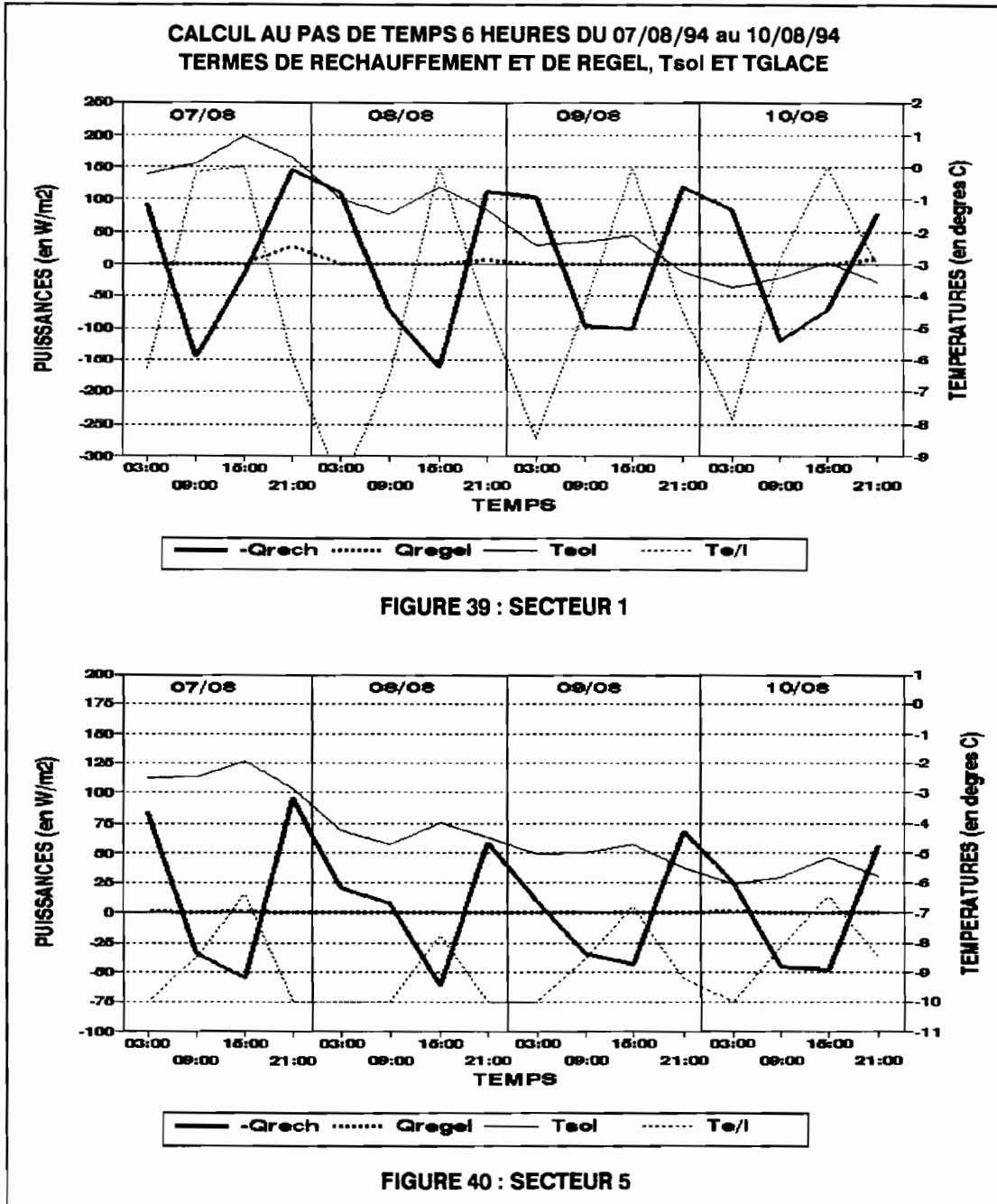
**Remarque :** dans le modèle les limites suivantes ont été imposées à  $T_{sol}$  et  $T_{e/l}$  :

- >  $-10^{\circ}\text{C} < T_{sol}$
- >  $-10^{\circ}\text{C} < T_{e/l} < 0^{\circ}\text{C}$



Nous avons choisi de ne pas permettre à ces deux températures de descendre au dessous de  $-10^{\circ}\text{C}$ , parce que ce seuil semble raisonnable, et aussi pour une question de stabilité des calculs du profil de température. Nous avons imposé à  $T_{e/l}$  d'être toujours négative. Par contre, une telle limitation ne serait pas valable physiquement pour  $T_{sol}$  (en effet, des mesures de  $T_{sol}$  positives ont été obtenues in situ).

D'autre part, le terme de réchauffement/refroidissement présenté sur les figures est  $-Q_{rech}$ , c'est à dire le terme  $Q_{rech}$  passé dans le premier membre de l'équation 2. Ceci constitue une façon de voir les choses, et permet de comparer directement ce terme avec tous les termes du premier membre de l'équation.



**Analyse des figures :**

- **terme de réchauffement/refroidissement  $-Q_{rech}$**  : on voit que la variabilité du terme de réchauffement refroidissement  $-Q_{rech}$  est importante au cours de la journée. Alternent en effet les périodes de refroidissement (en général la nuit, alors  $-Q_{rech}$  est positif), et de réchauffement (en général la journée, alors  $-Q_{rech}$  est négatif). Rappelons que le modèle fonctionne de la façon suivante :

-> si  $L_f F_0$  (première itération) est négatif : on fait diminuer  $Te/l$  jusqu'à avoir  $L_f F$  nul. Alors  $Q_{regel}$  est non nul, et  $-Q_{rech}$  est positif,

-> si  $L_f F_0$  est positif : on fait augmenter  $Te/l$  jusqu'à avoir  $L_f F$  nul ou  $Te/l$  nul. Alors  $-Q_{rech}$  est négatif (ce qui signifie que la part d'énergie qui est allée à  $-Q_{rech}$  n'est pas allée à la fonte). Le terme de réchauffement varie entre  $-60$  et  $60$   $W/m^2$  pour la période de décembre présentée, et entre  $-150$  et  $150$   $W/m^2$  pour la période d'août. On voit bien que les cycles stockage/déstockage d'énergie conduisent à des moyennes journalières d'un ordre de grandeur beaucoup plus faible. L'amplitude des variations de  $-Q_{regel}$  augmente avec l'altitude, ce qui est logique. On peut cependant être surpris par l'ordre de grandeur atteint par ce terme sur le secteur 5 en août. Il apparaît en fait qu'en hiver, l'énergie disponible est dissipée en grande partie dans ces cycles de stockage-déstockage, parce que, même si cette énergie est importante pendant la journée, elle doit toujours avant toute chose compenser l'effet des forts refroidissements nocturnes. Ce phénomène est beaucoup plus atténué en été, parce que les refroidissements nocturnes sont beaucoup moins marqués. La plus grande part de l'énergie disponible peut alors être utilisée pour la fonte.

- **terme de regel  $Q_{regel}$**  : on voit que le terme de regel peut être non nul quand il y a refroidissement du manteau ( $-Q_{rech}$  est alors positif). Il peut cependant être nul dans les mêmes circonstances (Cf figures 39 et 40, ceci signifie que le débit de fonte du pas de temps précédent était nul). On voit également que lorsque  $Q_{regel}$  est positif, il atténue ce même refroidissement (d'exactlyment  $-Q_{regel}$ ). L'ordre de grandeur de  $Q_{regel}$  est faible par rapport à celui de  $-Q_{rech}$ , mais pas suffisamment cependant pour ne qu'il ne soit pas pris en compte.

- **température du manteau  $Te/l$**  : les cycles de refroidissement et réchauffement du manteau sont bien visibles. On a en décembre et en août sur le secteur 5, des variations comprises entre 2 et 3°C par jour. Pour le secteur 1 en août, on atteint des variations de 10°C. Ces variations, surtout les dernières évoquées sont certainement beaucoup plus fortes que celles qu'on a dans la réalité. L'explication est facile à trouver : il faut la chercher dans les valeurs des paramètres  $e$  et  $l$ , respectivement 1.65 mètre et 1.304, dont nous avons déjà dits qu'ils nous semblent un peu faibles. En effet, on s'attendrait plutôt à des valeurs de  $e$  de l'ordre de 3 mètres, et des valeurs de  $e/l$  de l'ordre de 0.5 mètre, soit des valeurs de  $l$  de 6 environ. Dans ces conditions, l'intégrale du profil de température (qui donne  $Q_{rech}$ ) demanderait des variations plus faibles de ce profil pour atteindre des valeurs de  $Q_{rech}$  fortes (puisque'elle serait calculée sur une profondeur plus importante). Ceci serait un moyen intéressant pour atténuer l'amplitude des variations journalières de  $Te/l$ . Le problème est que, si on fait un calcul avec  $e = 3$  mètres et  $l = 6$ , les itérations se font beaucoup plus difficilement (ce qui traduit une difficulté à équilibrer le bilan d'énergie, et à résoudre l'équation de la chaleur). On considèrera donc  $Te/l$  comme une température pas forcément en rapport avec la réalité, mais qui permet de décrire de façon correcte tous les phénomènes de stockage/déstockage. Il est probable que toutes les approximations faites sur les différents termes intervenant dans ces processus se font en fait ressentir sur le calcul de  $Te/l$ , et conduisent à ces variations fortes. Il faut cependant souligner que le cas du mois d'août présenté ici est sans doute un peu extrême (les journées du 07 au 10 correspondent à une période de fort refroidissement, et comptent parmi les journées les plus froides de l'année hydrologique 93-94 [Rigaudière et al., 1993]). Enfin, de telles variations journalières de  $Te/l$  sont peut être possibles, mais en fait pas à la profondeur  $e/l$  (égale à 1.20 mètre) obtenue par optimisation. Quelques observations montrent qu'elles pourraient peut-être se produire à une profondeur de 30 à 40 centimètres. Ces observations ne sont malheureusement pas suffisantes pour tirer des conclusions.

- **température du sol  $T_{sol}$**  : les variations de  $T_{sol}$  semblent plus cohérentes que celles de  $Te/l$ . Elles peuvent atteindre une amplitude de 2 à 3°C dans la journée. En fait, au contraire de celles de  $Te/l$ , on s'attendrait à ce que ces variations soient plus fortes, parce que  $T_{sol}$  est une température d'équilibre, qui met en jeu de très nombreux processus. Si on se reporte à l'expression 39, qui correspond à la résolution de l'équation de la chaleur dans le manteau en vue d'obtenir  $T_{sol}$ , on se rend compte, en faisant un calcul d'ordre de grandeur des termes, que  $T_{sol}$  est surtout dépendante de  $T_{sol}$  à l'instant précédent et de  $T_{air}$  à l'instant courant, beaucoup plus que de  $Te/l$  à l'instant courant. Ceci explique pourquoi les variations fortes de  $Te/l$  se retrouvent seulement de façon atténuée dans  $T_{sol}$ . On peut objecter qu'on aurait pu choisir, dans ces conditions, d'itérer sur  $T_{sol}$  et de calculer  $Te/l$ . On constate cependant, qu'exécuté de cette manière, le calcul n'est pas stable (les itérations sur le profils conduisent à des solutions qui divergent). De toute façon, on obtient, avec la méthode retenue, une température  $T_{sol}$  dépendante de  $T_{air}$  et de  $Te/l$  (même si c'est faiblement), ce qui nous semblait une caractéristique à respecter pour une température d'interface. Une fois encore, il est difficile de se prononcer sur le caractère réaliste ou pas des variations de  $T_{sol}$ . On peut cependant dire qu'elles n'ont rien d'aberrant.

**Remarque :** l'examen de  $T_{sol}$  sur les figures 39 et 40 montre bien que la période du 07 au 10/08/94 correspond à un fort refroidissement.

### 9.3.2. Evolution sur l'année en moyenne journalière :

Il est intéressant d'étudier les variations sur l'année des températures du sol  $T_{sol}$  et du manteau  $T_{e/l}$ . Celles-ci apparaissent, en moyenne journalière d'octobre 93 à août 94, sur les figures 41 (températures du sol) et 42 (températures du manteau), pour les secteurs 1, 5 et 8.

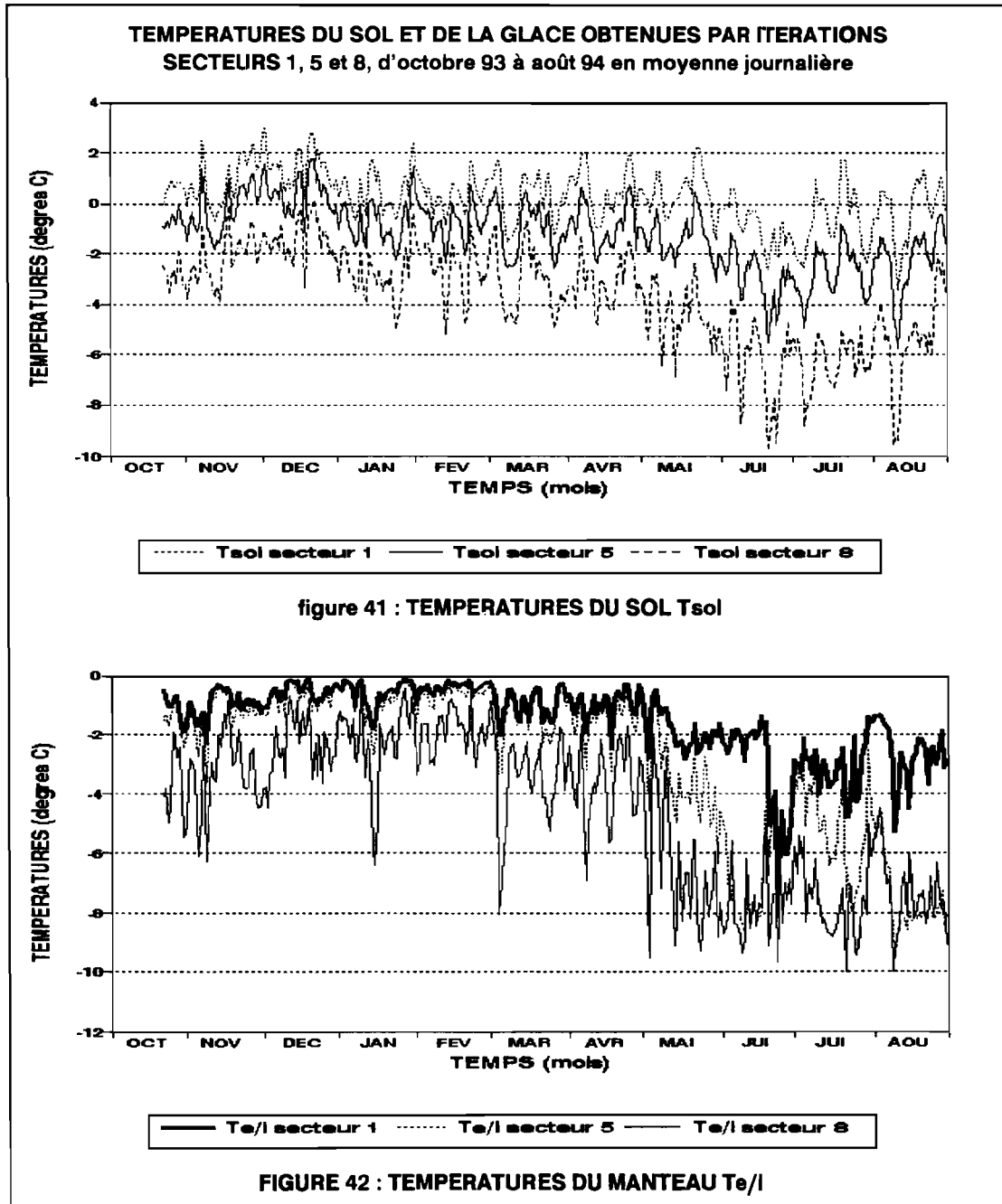


figure 41 : TEMPERATURES DU SOL  $T_{sol}$

FIGURE 42 : TEMPERATURES DU MANTEAU  $T_{e/l}$

Ces figures mettent en évidence une longue période de refroidissement, s'étalant sur mai et juin 94. On retrouve ces variations sur la figure 9, qui donne les températures d'entrée du modèle. Globalement, ces figures sont rassurantes quant à la validité de  $T_{sol}$  et  $T_{e/l}$ . Les ordres de grandeurs sont bons, sauf peut-être ceux de  $T_{e/l}$  de mai à août, qui semblent un peu bas. On voit bien une évolution de ces températures sur l'année, en particulier un refroidissement progressif du glacier, et un réchauffement qu'on peut commencer à percevoir à partir du mois d'août.

## 9.4. SENSIBILITE DU MODELE :

### 9.4.1. Synthèse des essais effectués :

Pour tester la sensibilité du modèle, divers essais ont été effectués. Ces essais sont les suivants :

- **influence du pas de temps de calcul** : nous avons effectué, pour la période allant d'octobre 93 à août 94, trois nouveaux calages, en employant des pas de temps différents de 6 heures (pas de temps utilisé jusque là), à savoir les de temps 120 minutes (2 heures), 720 minutes (12 heures) et 1440 minutes (24 heures),

- **influence de la sectorisation** : nous avons effectué, pour la période allant d'octobre 93 à août 94, trois nouveaux calages, en modifiant la sectorisation du glacier. Nous avons sectorisé le glacier successivement en 1 secteur (zone d'ablation uniquement, jusqu'à l'altitude 5300 mètres), 3 secteurs (jusqu'à l'altitude 5450 mètres) et 5 secteurs (jusqu'à l'altitude 5600 mètres),

- **modification des données d'entrée** : nous avons procédé à deux essais. Le premier a consisté à introduire la radiation nette mesurée à 5200 mètres sur le glacier comme entrée du modèle, de façon à remplacer le bilan radiatif total calculé par cette seule donnée. Le second a consisté à utiliser l'albédo mesuré à 5200 mètres sur le glacier comme donnée d'entrée, de façon à s'affranchir du calcul de ce dernier.

Le tableau 4 fait la synthèse des résultats de tous ces essais. Il donne pour chacun d'entre eux, la fonction critère, les débits moyens journaliers observés et calculés, ainsi que l'écart relatif entre ces deux débits.

**Remarque** : les essais autres que ceux au pas de temps 2, 12 et 24 heures ont tous été effectués au pas de temps 6 heures. D'autre part, pour tous ces essais, la fonction critère est calculée au pas de temps journalier.

**TABLEAU 4**  
**SYNTHESE DES SIMULATIONS EFFECTUEES**

SIMULATIONS	FONCT. CRITERE	DEBIT OBSERVE	DEBIT CALCULE	ECART RELATIF
<b>PAS DE TEMPS : 120 MINUTES</b>	0.8026	141.34	138.91	-1.71
<b>PAS DE TEMPS : 720 MINUTES</b>	0.8001	141.34	139.20	-1.29
<b>PAS DE TEMPS : 1440 MINUTES</b>	0.7492	141.34	128.13	-9.00
<b>SECTORISATION : 1 SECTEUR</b>	0.8654	141.34	143.36	1.43
<b>SECTORISATION : 3 SECTEURS</b>	0.8750	141.34	139.65	-1.19
<b>SECTORISATION : 5 SECTEURS</b>	0.8771	141.34	138.56	-1.96
<b>CALCUL AVEC RNET MESUREE</b>	0.2827	158.69	149.87	5.50
<b>CALCUL AVEC ALBEDO MESURE</b>	0.2933	141.34	141.64	0.20

TABLEAU 4 : PAS DE TEMPS = calcul sur la période 10/93 - 08/94 avec les pas de temps 120, 720 et 1440 minutes ; SECTORISATION = calcul sur la période 10/93 - 08/94 avec 1, 3 et 5 secteurs ; débits en l/s et écarts relatifs en % .

### 9.4.2. Influence du pas de temps :

Les figures 43 à 45 montrent, pour la période d'octobre 93 à août 94, trois calculs effectués respectivement aux pas de temps 120, 720 et 1440 minutes.

Notons que la simulation présentée ici (figure 43) correspond à un calage non achevé (les temps de calculs sont trop longs). Il est très probable qu'un calage achevé donnerait un résultat au moins comparable à celui de la simulation effectuée au pas de temps 6 heures, et permettrait de conclure que la simulation avec le pas de temps 2 heures n'apporte pas grand chose de plus que celle au pas de temps 6 heures.

**DEBIT OBSERVE / RECONSTITUE - d'Octobre 93 à Août 94  
INFLUENCE DU PAS DE TEMPS**

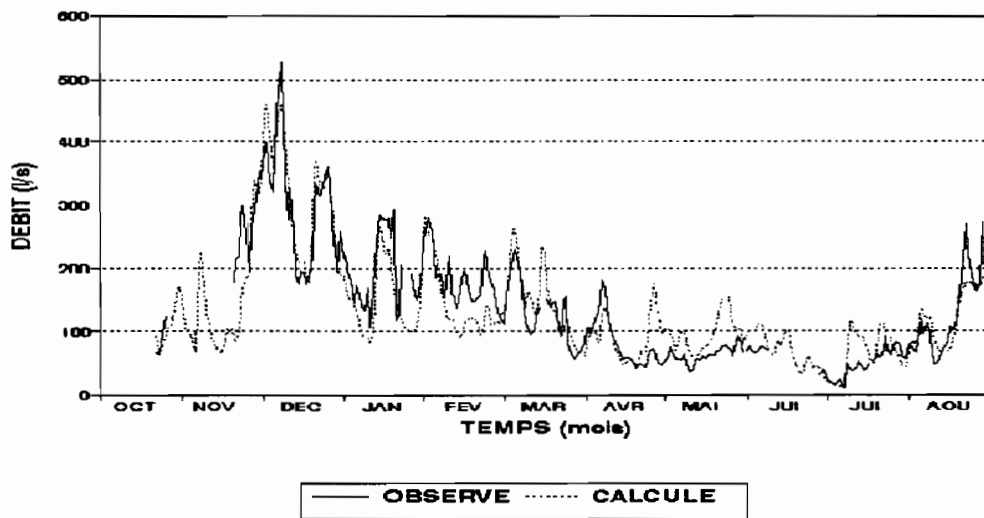


FIGURE 43 : pdt = 120 minutes

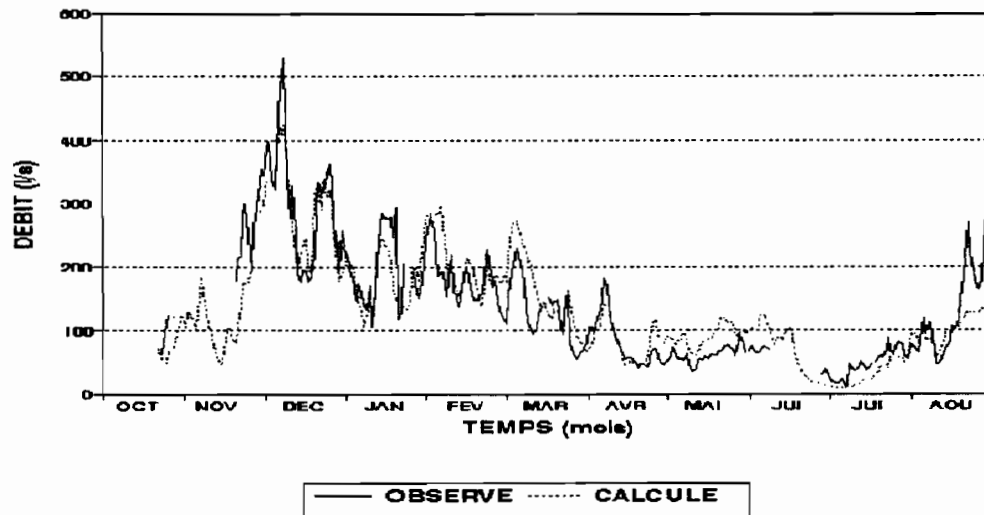


FIGURE 44: pdt = 720 minutes

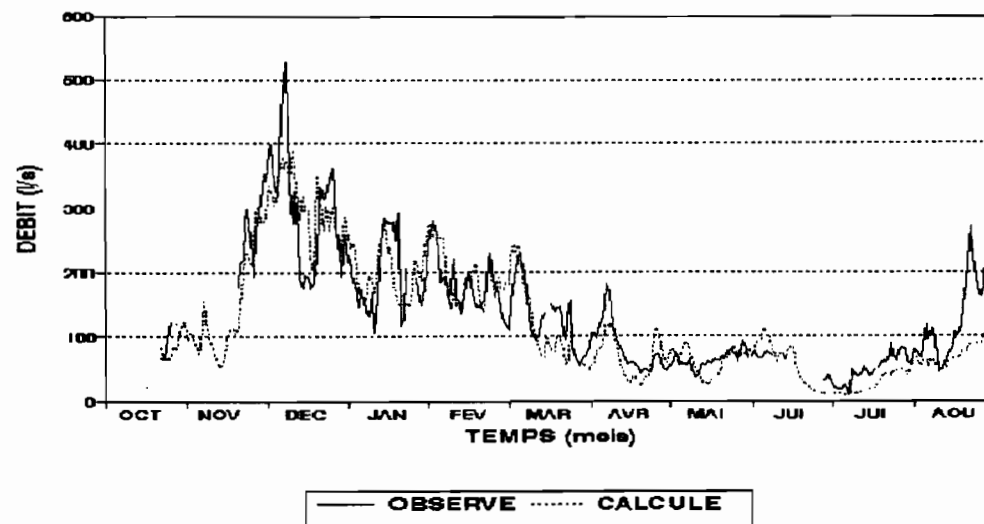


FIGURE 45 : PDT = 1440 MINUTES

Les simulations aux pas de temps 12 et 24 heures (figures 44 et 45) correspondent, elles, à des calages achevés. Il apparaît clairement qu'on perd en précision dans la reconstitution quand le pas de temps augmente. En particulier, les débits extrêmes (mois de décembre et juillet) semblent plus difficiles à reconstituer. Le cas particulier du mois d'août (ruissellement) n'est pas lui non plus bien rendu.

Ces pas de temps de 12 et 24 heures ne semblent donc pas suffisants pour rendre compte de la complexité des phénomènes, en particulier des cycles journaliers de réchauffement et refroidissement. Le pas de temps 6 heures semble donc beaucoup mieux adapté, et suffisant. En effet, il permet de faire intervenir les quatre phases de la journée au cours desquels les mécanismes du bilan d'énergie sont différents, comme nous l'avons vu au paragraphe 8.1 .

### 9.4.3. Influence de la sectorisation :

Il est également intéressant de tester l'influence de la sectorisation du glacier. Nous avons procédé à trois essais, avec les découpages du glacier suivants :

- **essai avec 1 seul secteur** : correspondant à la zone d'ablation, d'altitude moyenne 5150 mètres,

- **essai avec 3 secteurs** : situés dans la zone d'ablation, d'altitudes moyennes 4975, 5150 et 5300 mètres, formés approximativement par la réunion des secteurs (1, 2), (3, 4) et (5, 6, 7) utilisés pour la modélisation avec 8 secteurs (Cf tableau 1).

- **essai avec 5 secteurs** : situés essentiellement dans la zone d'ablation, d'altitudes moyennes 4950, 5050, 5125, 5175 et 5400 mètres. Les quatre premiers secteurs sont identiques à ceux utilisés pour la modélisation avec 8 secteurs, et le dernier correspond à la réunion des secteurs (5, 6, 7) de cette même modélisation (Cf tableau 1).

Avec un nombre réduit de secteurs, on ne peut pas prendre en compte la totalité de la zone d'accumulation. En effet, si on le faisait, par exemple avec un seul secteur, l'altitude moyenne de ce secteur serait de 5450 mètres. La température moyenne serait alors beaucoup trop basse, et pas représentative de celle de la zone d'ablation.

Dans les trois cas, on arrive à des fonctions critères proches de celle obtenue avec les 8 secteurs. Les résultats sont donc assez comparables. Cependant, avec 1 et 3 secteurs on perd un peu en finesse dans la reconstitution, notamment dans la période de janvier à juillet. On pouvait penser a priori, que ces reconstitutions seraient nettement moins bonnes. En fait, il apparaît qu'il est surtout important de décrire la zone d'ablation. Avec un secteur, on arrive déjà à un résultat convaincant. On peut ensuite améliorer ce résultat en divisant plus la zone d'ablation, et en rajoutant des secteurs dans la zone d'accumulation. Ceci permet de mieux reconstituer les variations de détail. L'amélioration est sensible, mais pas cependant spectaculaire. L'intérêt d'une sectorisation fine réside donc surtout dans l'étude de l'évolution des phénomènes avec l'altitude, en particulier de la contribution de chaque secteur à l'écoulement.

Pour mieux comprendre ce qui vient d'être dit, on peut étudier les corrélations des débits en sortie des réservoirs des secteurs de la zone d'ablation, dans le cas d'une modélisation à 8 secteurs. Ces corrélations sont les suivantes :

Corrélation entre Q(1) et Q(2) :  $r^2 = 0.76$

Corrélation entre Q(1) et Q(3) :  $r^2 = 0.56$

Corrélation entre Q(1) et Q(4) :  $r^2 = 0.49$

Corrélation entre Q(1) et Q(5) :  $r^2 = 0.48$

Corrélation entre Q(2) et Q(3) :  $r^2 = 0.85$

Corrélation entre Q(3) et Q(4) :  $r^2 = 0.97$

Corrélation entre Q(4) et Q(5) :  $r^2 = 0.82$

Corrélation entre Q(3) et Q(5) :  $r^2 = 0.82$

On voit que les débits correspondant aux secteurs 2, 3, 4 et 5 sont significativement corrélés avec celui du secteur 1, et que les débits des secteurs 1, 2, 4 et 5 sont bien corrélés à celui du secteur 3, qui peut être considéré comme représentatif du fonctionnement moyen de la zone d'ablation. D'autre part, les débits correspondant à deux réservoirs successifs sont très bien corrélés. On trouve donc ici une justification du fait que la diminution du nombre de secteurs n'est pas trop handicapante pour la qualité de la reconstitution. En effet, tous les débits en sortie des secteurs de la zone d'ablation sont significativement corrélés, en particulier ceux de deux secteurs successifs. On comprend donc pourquoi, si par exemple on réunit plusieurs secteurs successifs, la fonction critère baisse peu.

**DEBIT OBSERVE / RECONSTITUE - d'Octobre 93 à Août 94  
INFLUENCE DE LA SECTORISATION**

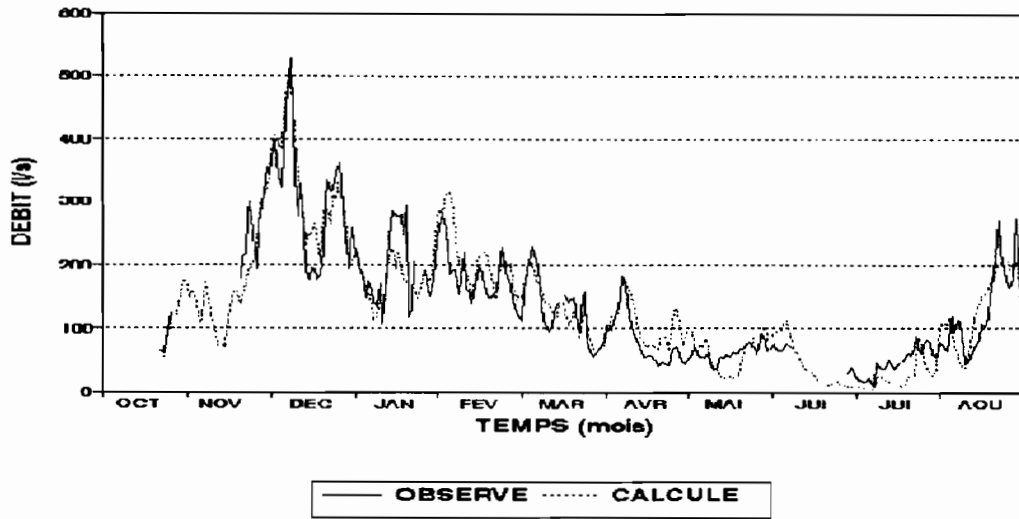


figure 46 : 1 SECTEUR

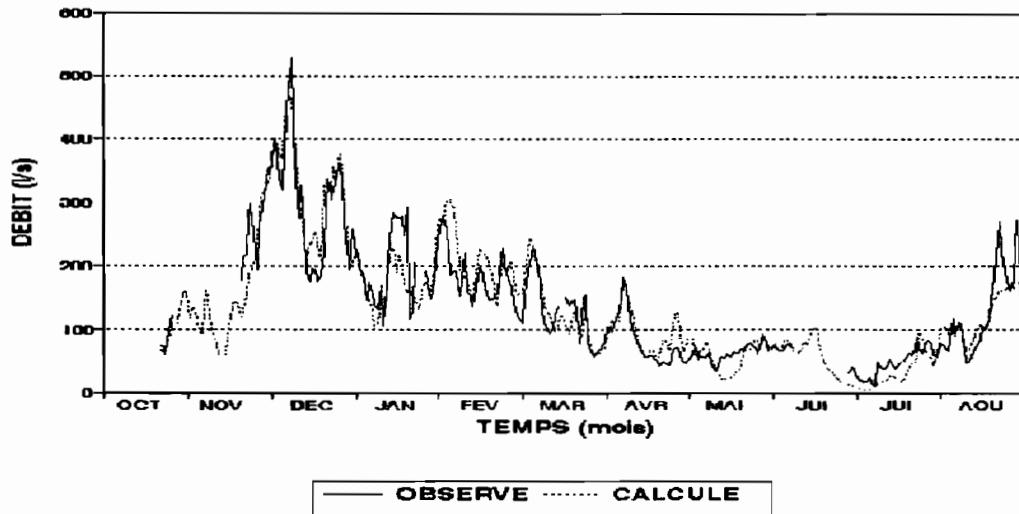


figure 47 : 3 SECTEURS

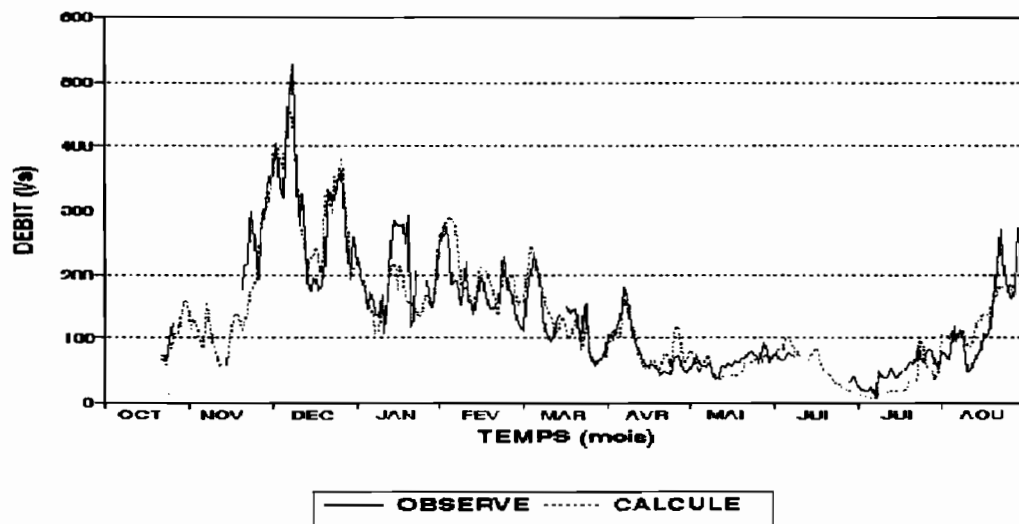


FIGURE 48 : 5 SECTEURS

### 9.4.4. Influence des paramètres du modèle :

Nous avons effectué une analyse de sensibilité du modèle à tous les paramètres, en procédant de la façon suivante : nous avons considéré tous les paramètres un par un, en gardant par ailleurs tous les autres fixes, et égaux à leur valeur donnée par l'optimisation sur la période 10/93-08/94. Nous avons ensuite fait varier le paramètre testé de 2, 5, 10, 50, 100% et -2, -5, -10, -50 et -90%, et refait le calcul à chaque fois. Nous avons obtenu, pour chaque cas, une fonction critère, et calculé l'écart relatif de cette fonction critère par rapport à celle donnée par le calage complet du modèle (égale à 0.8778). Cet écart relatif nous permet de chiffrer la sensibilité du modèle au paramètre testé. Le tableau 5 fait la synthèse de tous ces essais.

#### Remarques :

- nous avons volontairement écarté de cette analyse toutes les variations aberrantes (non physiques) des paramètres. Par exemple, Asup ne peut être supérieur à 1. Ces situations sont signalées par le signe ../. dans le tableau.

- par convention dans le tableau 5, l'écart relatif entre les fonctions critères est positif lorsque la fonction critère calculée avec un paramètre changé est inférieure à la fonction critère de référence. Cet écart devrait donc toujours être positif, puisque la fonction critère de référence est en théorie la meilleure obtenue. Or, de nombreuses valeurs négatives apparaissent dans le tableau 5, qui correspondent à une amélioration de la fonction critère. Ces valeurs sont cependant généralement inférieures à 0.1%. Elles correspondent le plus souvent à des solutions qui ont échappé au processus d'optimisation, ou à des solutions qui font sortir le paramètre testé des limites imposées dans l'optimisation qui a fourni la fonction critère de référence (Cf chapitre 8.2.1.). Dans tous les cas, ces " améliorations " de la fonction critère sont négligeables.

- en ce qui concerne les paramètres variant d'un secteur à l'autre ( $\alpha$ ,  $\gamma$ , Cdeb, Ainf et Asup), nous avons choisi de les faire varier tous globalement, plutôt qu'un par un, de façon à mieux en sentir l'influence (par exemple, nous retranchons 5% simultanément à tous les  $\alpha(i)$ , de  $i = 1$  à 8).

**TABEAU 5 : ANALYSE DE SENSIBILITE DU MODELE**

	+2%	+5%	+10%	+50%	+100%	-2%	-5%	-10%	-50%	-90%
$\alpha$	0.09	0.74	2.89	67.89	268.6	-0.03	0.43	2.26	64.73	212.19
$\gamma$	-0.09	-0.04	0.15	6.23	16.36	-0.03	0.10	0.6	29.91	352.89
Cdeb	-0.07	-0.06	-0.01	1.27	3.89	-0.06	-0.04	0.03	4.13	24.69
Ainf	-0.10	-0.06	0.04	6.49	26.5	-0.02	0.05	0.3	7.64	../.
Asup	1.37	7.84	26.6	../.	../.	1.25	9.66	46.37	../.	../.
e	-0.04	0.36	1.56	29.0	83.86	-0.05	0.36	1.7	48.77	150.91
l	0.02	0.26	0.62	5.84	16.01	-0.19	-0.18	1.51	71.9	../.
Crech	-0.02	0.06	0.32	2.27	6.77	-0.16	-0.21	-0.22	6.79	69.12
Crap	-0.07	-0.06	-0.04	0.35	1.43	-0.07	-0.08	-0.08	0.15	0.80
Cmdeb	-0.07	-0.06	-0.02	0.83	2.49	-0.07	-0.06	-0.01	2.48	21.05
Pseuil	-0.07	-0.07	-0.07	1.33	1.28	0.35	0.35	0.57	0.57	11.31
Tseuil	0.00	-0.09	-0.07	6.55	16.76	-0.06	0.03	0.14	3.79	6.61
Cinf	-0.11	-0.03	0.03	2.18	6.11	-0.16	-0.12	-0.02	5.14	17.98
Csens	-0.05	0.06	0.44	10.91	49.72	-0.12	-0.02	0.19	6.97	21.02
Clat	-0.08	-0.12	-0.05	0.29	1.20	-0.09	-0.11	-0.12	-0.07	0.15
Cneb	-0.01	0.10	0.44	8.13	35.35	-0.12	-0.14	-0.07	3.80	12.13
Creg	-0.07	-0.06	-0.05	0.41	1.09	-0.1	-0.11	-0.01	-0.22	-0.22
Cneg	-0.07	-0.05	-0.04	0.36	1.16	-0.07	-0.07	-0.01	2.48	16.86
Cqs	-0.07	-0.07	-0.07	-0.07	-0.07	-0.07	-0.07	-0.07	-0.07	-0.07
Cfonte	-0.07	-0.07	-0.06	-0.04	-0.01	-0.07	-0.08	-0.08	0.02	0.25
Cruis	-0.06	-0.06	-0.04	0.1	0.35	-0.08	-0.08	-0.10	-0.18	-0.21

TABEAU 5 : les écarts relatifs sont en %.



L'examen du tableau 5 montre qu'assez peu de paramètres sont vraiment sensibles. On peut classer ceux-ci en quatre groupes :

- **les paramètres très sensibles** :  $\alpha$ ,  $\gamma$ , **Asup**, **e**, **I** : la liste de ces paramètres ne présente rien d'étonnant. Les coefficients  $\alpha$  d'intégration ont une influence évidente sur le débit total. Les coefficients  $\gamma$  et **Asup** déterminent les variations de l'albédo, et ont donc un effet très marqué sur la valeur du bilan radiatif. Enfin, **e** et **I** donnent les caractéristiques de la partie du manteau dans laquelle ont lieu les cycles stockage/déstockage de froid.

- **les paramètres moyennement sensibles** : **Ainf**, **Csens**, **Cneb** : certains choix faits dans l'élaboration du modèle sont ici légitimés, en particulier la correction de la radiation atmosphérique par la nébulosité. Le coefficient **Csens**, du terme de chaleur sensible, montre une influence non négligeable de ce terme, et la nécessité de le prendre en compte.

- **les paramètres peu sensibles** : **Cdeb**, **Cmdeb**, **Pseuil**, **Tseuil**, **Cinf**, **Cneg**, **Crech** : les coefficients de débits sont moins sensibles qu'on aurait pu le penser. Il est probable que l'effet de lissage des réservoirs et l'inertie qu'ils introduisent sont plus importants que les décalages temporels qu'ils créent (temps de transit). **Cmdeb** est peu sensible, ce qui n'est pas étonnant si l'on considère la sensibilité moyenne des coefficients de débit. **Pseuil** et **Tseuil** sont eux aussi peu sensibles sur la période de reconstitution. Cependant, si on ne considère que la période durant laquelle il y a ruissellement, ils deviennent très sensibles (ils peuvent faire chuter rapidement le débit à 0). Le coefficient **Cinf** a une influence assez grande, parce que l'ordre de grandeur du terme d'apport par les couches inférieures peut être grand. Le coefficient **Cneg**, qui prend en compte les températures négatives dans le calcul de l'albédo, a une influence modeste, sans doute parce que ces températures négatives sont peu nombreuses, en comparaison des températures positives. Enfin, la sensibilité de **Crech** n'est pas très grande si on considère l'importance du terme de réchauffement/refroidissement. En effet, une modification de **Crech** est compensée, au cours des calculs, par les variations du profil de température dans le manteau.

- **les paramètres pas sensibles** : **Crap**, **Clat**, **Creg**, **Cqs**, **Cfonte**, **Cruis** : l'influence de **Crap** est très peu marquée. En fait, on se rend compte que l'effet d'un coefficient de débit de réservoir sur le débit de sortie est faible à partir du moment où ce coefficient devient grand (à cause de l'effondrement du terme exponentiel). Le terme source de l'équation de la chaleur semble n'avoir quasiment aucun poids dans la résolution de celle-ci. Le coefficient **Cfonte** n'a pratiquement aucun effet sur la fonction critère, parce qu'il traduit une "vitesse" de fonte fonction de la température. On constate qu'un coefficient faible suffit en général à faire fondre le stock sur le pas de temps 6 heures (ce qui d'ailleurs correspond bien à la réalité). Le coefficient **Cruis** a lui aussi peu d'effet sur la fonction critère. Par contre, il en a beaucoup plus sur les écarts entre débit observé et débit reconstitué (le débit reconstitué baisse avec **Cruis**). Le coefficient **Creg** a une sensibilité très peu marquée, qui provient sans doute de son ordre de grandeur faible ( $< 10 \text{ W/m}^2$ ). Il est cependant intéressant de prendre en compte cette possibilité de regel, parce que nous avons vu qu'elle a un rôle modérateur dans le refroidissement du manteau. Enfin, le coefficient **Clat** n'est guère sensible, surtout si on le compare au coefficient **Csens**. En fait, la sensibilité de **Clat** ne peut guère être visible sur la période de calcul utilisée, durant 80% de laquelle l'évaporation est faible. Par contre, durant les mois d'hiver, pendant lesquels l'évaporation est très forte, celle-ci peut réduire les débits de façon considérable. C'est d'ailleurs pour cette raison (impossibilité de reconstitution des débits en hiver) qu'on a obtenu **Clat** de l'ordre de 20%. **Clat** n'est donc pas un paramètre aussi peu sensible que le laisse entendre ce calcul.

**En conclusion** : tous les paramètres, sauf ceux classés dans la catégorie pas sensible, sont vraiment utiles au modèle. Pour les paramètres peu ou pas sensibles, on se rend compte qu'un ordre de grandeur est suffisant, puisque de faibles variations impliquent une fonction critère à peu près stable (ceci peut ne pas être vrai dans certains cas et sur certaines périodes, notamment pour **Clat**, **Pseuil** et **Tseuil**). Par contre, les paramètres moyennement ou très sensibles doivent être optimisés.

#### 9.4.5. Remplacement du bilan radiatif calculé par **Rnet** mesurée :

Nous disposons, à partir d'octobre 93 de la radiation nette, enregistrée au pas de temps de 30 minutes à 5200 mètres sur le glacier par la station Campbell. Nous avons donc essayé d'utiliser cette radiation en entrée du modèle, de façon à s'affranchir du calcul du bilan radiatif complet, c'est à dire  $[(1-a)R_g + R_{atm} - R_{sol}]$ . Le résultat de cet essai est présenté sur la figure 49, d'octobre 93 à août 94 en moyenne journalière.

La fonction critère obtenue (0.28) traduit l'échec de cet essai. L'explication en est la suivante : la mesure de la radiation nette effectuée à 5200 mètres ne saurait être étendue à tout le glacier comme nous l'avons fait. En effet, on conçoit bien que le bilan radiatif ne peut être constant sur le glacier, comme le montrent les figures 27 à 29 du chapitre 9.2.1. En particulier, la variabilité du terme de courtes longueurs d'onde entre le bas et le haut du glacier est trop forte.

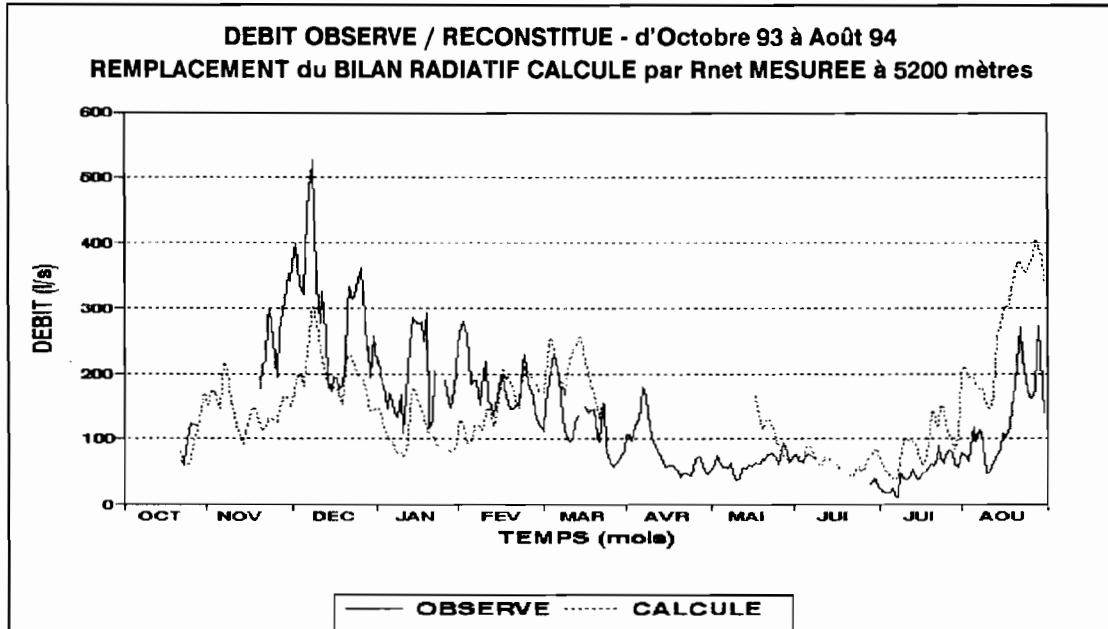


FIGURE 49

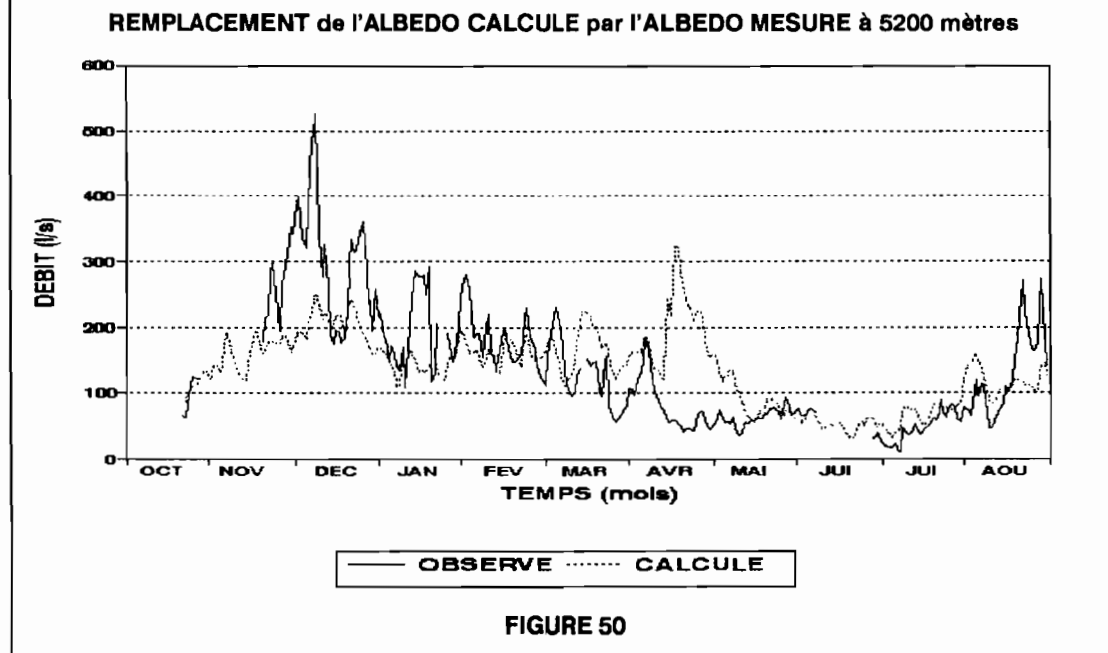


FIGURE 50

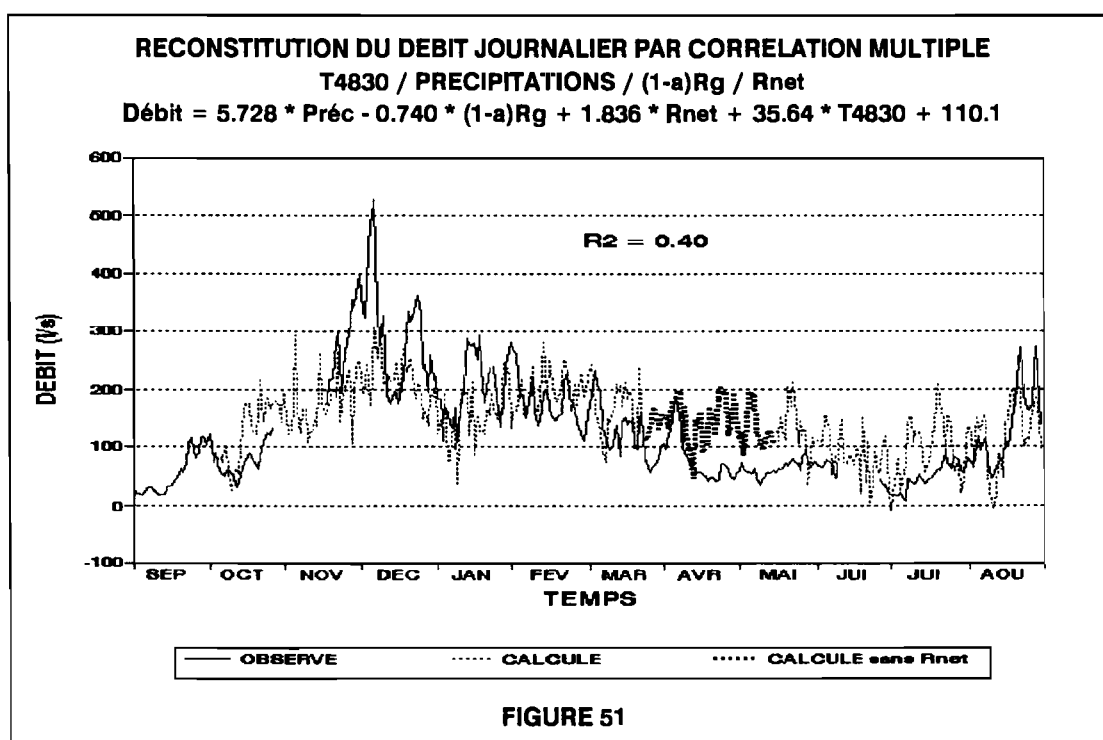
#### 9.4.6. Remplacement de l'albédo calculé par l'albédo mesuré :

De même, nous disposons, à partir d'octobre 93 de l'albédo sur le glacier à 5200 mètres, enregistré au pas de temps 30 minutes par la station Campbell. Pour confirmer ce qui vient d'être dit au paragraphe précédent, nous avons donc essayé d'utiliser cet albédo en entrée du modèle, pour voir si la mesure peut remplacer le calcul. Le résultat de cet essai est présenté sur la figure 50, d'octobre 93 à août 94 en moyenne journalière.

Là encore, la fonction critère très faible (0.29) montre qu'on ne peut pas généraliser une mesure ponctuelle d'albédo à tout le glacier (ce qui est connu par les observations : le glacier peut être très noir dans sa partie basse et très blanc dans sa partie haute). L'albédo apparaît donc ici comme la principale cause de variation du bilan radiatif avec l'altitude. La solution pourrait peut-être être d'appliquer un gradient d'albédo sur le glacier.

## 9.5. COMPARAISON AVEC UNE APPROCHE STATISTIQUE :

Le débit à l'exutoire du bassin versant est clairement lié à certaines variables météorologiques. C'est pourquoi il est intéressant de rechercher l'existence de relations simples, ici des corrélations multiples, entre ce débit et ces variables, pour voir si ces relations peuvent l'expliquer convenablement. La figure 51 présente la reconstitution du débit journalier par une corrélation multiple avec les variables météorologiques disponibles, sur l'année hydrologique 93-94 [Rigaudière et al., 1995] : la température à 4830 mètres (T4830), les précipitations, le terme  $(1-a)R_g$  du bilan radiatif, et la radiation nette (Rnet), toutes ces variables étant elles-mêmes en valeurs journalières (mesurées le même jour que le débit). Le résultat de cette corrélation n'est évidemment pas satisfaisant ( $r^2 = 0.40$ , critère de Nash = 0.53). Il est clair en particulier, qu'elle ne permet pas de reconstituer la saisonnalité de l'écoulement. Ceci n'est guère étonnant si l'on se rappelle que toutes ces variables météorologiques, sauf les précipitations, ont une saisonnalité peu marquée, contrairement au débit.

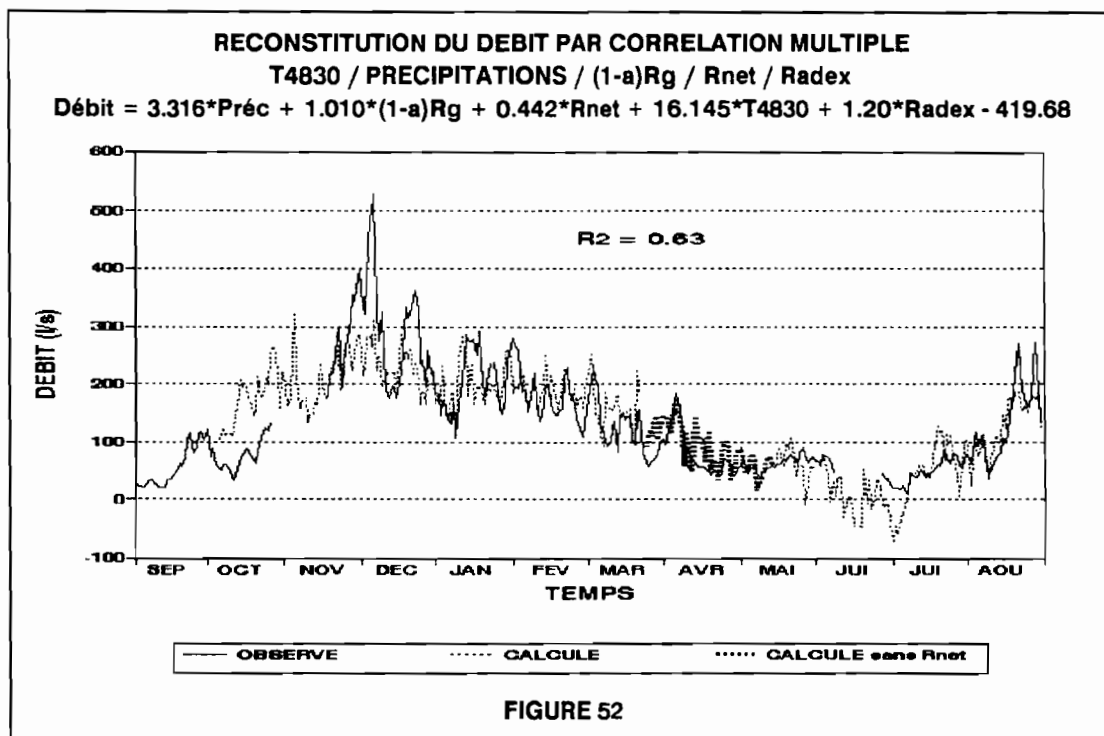


*REMARQUE : à cause des lacunes de mesures de radiation nette, certaines périodes sont calculées sans cette variable, ainsi qu'il apparaît dans la légende.*

Pour tenter de reconstituer cette saisonnalité, on peut introduire dans la corrélation multiple une variable supplémentaire, la radiation extraterrestre, dont les variations saisonnières coïncident avec celles du débit. Le résultat de cette corrélation est présenté sur la figure 52, sur l'année hydrologique 93-94 [Rigaudière et al., 1995]. Cette corrélation est meilleure que la précédente ( $r^2 = 0.63$ , critère de Nash = 0.63). Elle est même acceptable si les débits restent inférieurs à 250 l/s, mais ne permet cependant pas encore de reconstituer convenablement les débits supérieurs à cette valeur (la corrélation multiple a tendance à gommer les extrêmes).

Ces deux corrélations multiples, dont aucune n'est vraiment satisfaisante, montrent que le

débit est bien lié aux variables météorologiques, mais d'une façon beaucoup moins directe et moins linéaire que celle envisagée dans ce paragraphe. En particulier, les corrélations multiples gommant les extrêmes, on ne peut reconstituer les fortes valeurs. Ceci montre qu'il faut faire appel à une modélisation plus complexe, telle qu'elle est envisagée dans ce rapport.



## 9.6. UTILISATION EN SIMULATION (SENSIBILITE AUX ENTREES) :

### 9.6.1. Synthèse des simulations effectuées :

Une fois le modèle calé, il est intéressant d'étudier sa sensibilité aux entrées, ce qui revient en fait à faire des simulations en changeant ces entrées. Ainsi, sur la période d'octobre 93 à août 94, nous avons effectué divers essais. Le principe de ces essais est le suivant : nous fixons toutes les entrées sauf une, que nous faisons varier de différentes façons. Nous effectuons le calcul au pas de temps 6 heures avec le calage du modèle tel qu'il est décrit au paragraphe 8.2.1. Ainsi, nous avons fait varier successivement en entrée du modèle :

- **les températures (simultanément pour toutes les températures en entrée)** : en ajoutant et en retranchant aux valeurs moyennes sur 6 heures 0.1, 0.5 et 1.0°C,
- **les précipitations** : en ajoutant ou en retranchant aux valeurs journalières non nulles 4 et 20 mm (en prenant soin de ne pas avoir de valeurs négatives),
- **la radiation globale** : en ajoutant ou en retranchant aux valeurs moyennes sur 6 heures 5, 20 et 100 w/m<sup>2</sup> (en prenant soin de ne pas avoir de valeurs négatives),
- **l'humidité relative** : en ajoutant ou en retranchant aux valeurs moyennes sur 6 heures 5, 20 ou 40% (en prenant soin de les plafonner à 100%).

Le tableau 6 fait la synthèse des résultats de tous ces essais. Il donne pour chacun d'entre eux, la fonction critère (calculée à partir du débit observé sur la période, elle permet surtout d'étudier l'écart par rapport à la fonction critère " de référence " égale à 0.8778), les débits moyens journaliers observés et calculés, ainsi que l'écart relatif entre ces deux débits.

**Remarque :** pour tous ces essais, la fonction critère est calculée au pas de temps journalier.

**TABLEAU 6**  
**SIMULATIONS EFFECTUEES EN MODIFIANT LES ENTREES**

SIMULATIONS	FONCT. CRITERE	DEBIT OBSERVE	DEBIT CALCULE	ECART RELATIF
TEMPERATURES + 0.1°C	0,8368	141,34	142,22	0,62
TEMPERATURES + 0.5°C	0,5693	141,34	176,86	25,12
TEMPERATURES + 1.0°C	-0,3150	141,34	229,71	62,52
TEMPERATURES - 0.1°C	0,8444	141,34	132,32	-6,39
TEMPERATURES - 0.5°C	0,6752	141,34	109,57	-22,48
TEMPERATURES - 1.0°C	0,1631	141,34	86,34	-38,92
PRECIPITATIONS + 4 mm	0,4543	141,34	111,52	-21,10
PRECIPITATIONS + 20 mm	-0,0344	141,34	204,99	45,03
PRECIPITATIONS - 4 mm	0,8447	141,34	142,88	1,08
PRECIPITATIONS - 20 mm	-3,6112	141,34	310,66	119,79
RADIATION Glob. + 5 W/m <sup>2</sup>	0,8537	141,34	141,40	0,04
RADIATION Glob. + 20 W/m <sup>2</sup>	0,8367	141,34	150,59	6,54
RADIATION Glob. + 100 W/m <sup>2</sup>	0,2562	141,34	204,94	44,99
RADIATION Glob. - 5 W/m <sup>2</sup>	0,8583	141,34	136,13	-3,69
RADIATION Glob. - 20 W/m <sup>2</sup>	0,8467	141,34	133,06	-5,86
RADIATION Glob. - 100 W/m <sup>2</sup>	0,7525	141,34	-115,69	18,15
HUMIDITE Relative + 5 %	0,8562	141,34	143,99	1,87
HUMIDITE Relative + 20 %	0,8291	141,34	157,04	11,11
HUMIDITE Relative + 40 %	0,7568	141,34	168,88	19,48
HUMIDITE Relative - 5 %	0,8395	141,34	129,05	-8,70
HUMIDITE Relative - 20 %	0,6613	141,34	101,72	-28,04
HUMIDITE Relative - 40 %	0,0381	141,34	64,39	-54,44

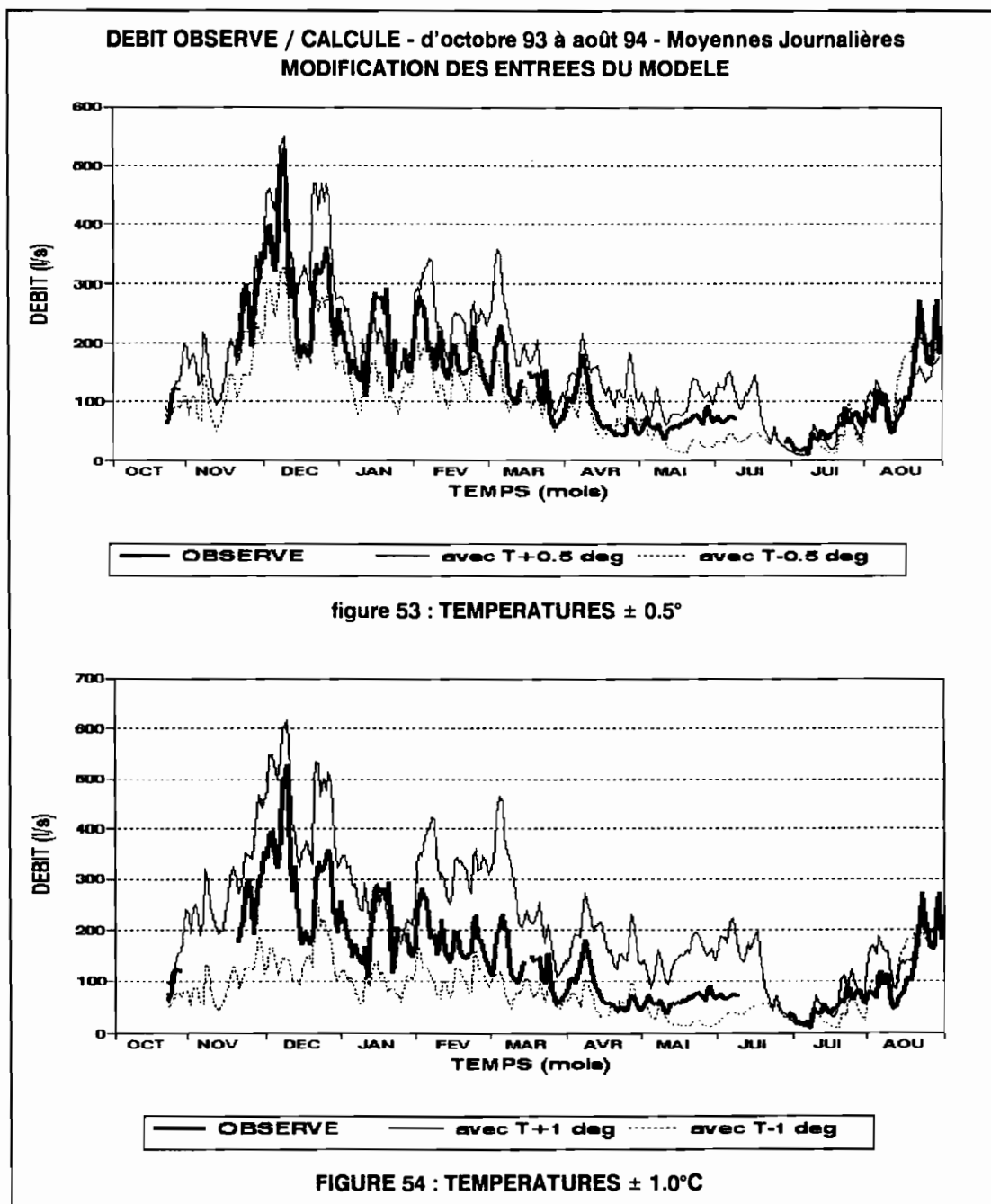
TABLEAU 6 : TEMPERATURES = modifications de toutes les températures d'entrée du modèle ; RADIATION Glob. = Radiation Globale ; HUMIDITE Rel. = Humidité Relative ; FONCT. CRITERE = Fonction Critère du calcul par rapport au débit observé ; ECART = Ecart relatif en % entre le débit moyen observé et le débit moyen calculé après modification des entrées.

### 9.6.2. Modification des températures :

Les figures 53 et 54 présentent les résultats obtenus, d'octobre 93 à août 94 en moyenne journalière, en faisant varier toutes les températures d'entrée (au pas de temps 6 heures) respectivement de -0.5 et +0.5°C, et de -1 et +1°C.

**Commentaires :** une modification de 0.1°C de toutes les températures n'est guère sensible. Par contre, des modifications de 0.5 ou 1°C sont très sensibles, puisqu'on obtient des débits calculés supérieurs au débit observé de 25 et 62% en augmentant les températures de 0.5 et 1.0°C, et inférieurs de 22 et 39% en les diminuant de 0.5 et 1.0°C. Ceci met bien en évidence les effets d'un réchauffement ou d'un refroidissement prolongé. La sensibilité de la température s'explique surtout par l'intermédiaire de l'albédo. En effet, celui-ci est déterminé à partir d'une température cumulée. Les effets d'une réduction ou d'une augmentation des températures sur ce cumul sont immédiats. D'autre part, les températures déterminent également la remontée de l'albédo à sa valeur maximale en cas de précipitation. Si on les augmente, cette remontée se fera plus rarement, alors qu'elle se fera presque systématiquement si on les diminue, ce qui a une grande influence sur le bilan radiatif d'un secteur à l'échelle de plusieurs jours. Les températures jouent aussi un rôle dans les apports de chaleur à la surface, et dans les processus

de réchauffement et refroidissement du manteau. Tous ces effets vont bien entendu dans le même sens (une augmentation des températures implique une augmentation du débit de fonte). La température conditionne donc la fonte très clairement, comme le laissent d'ailleurs entendre les approches " degree day ".

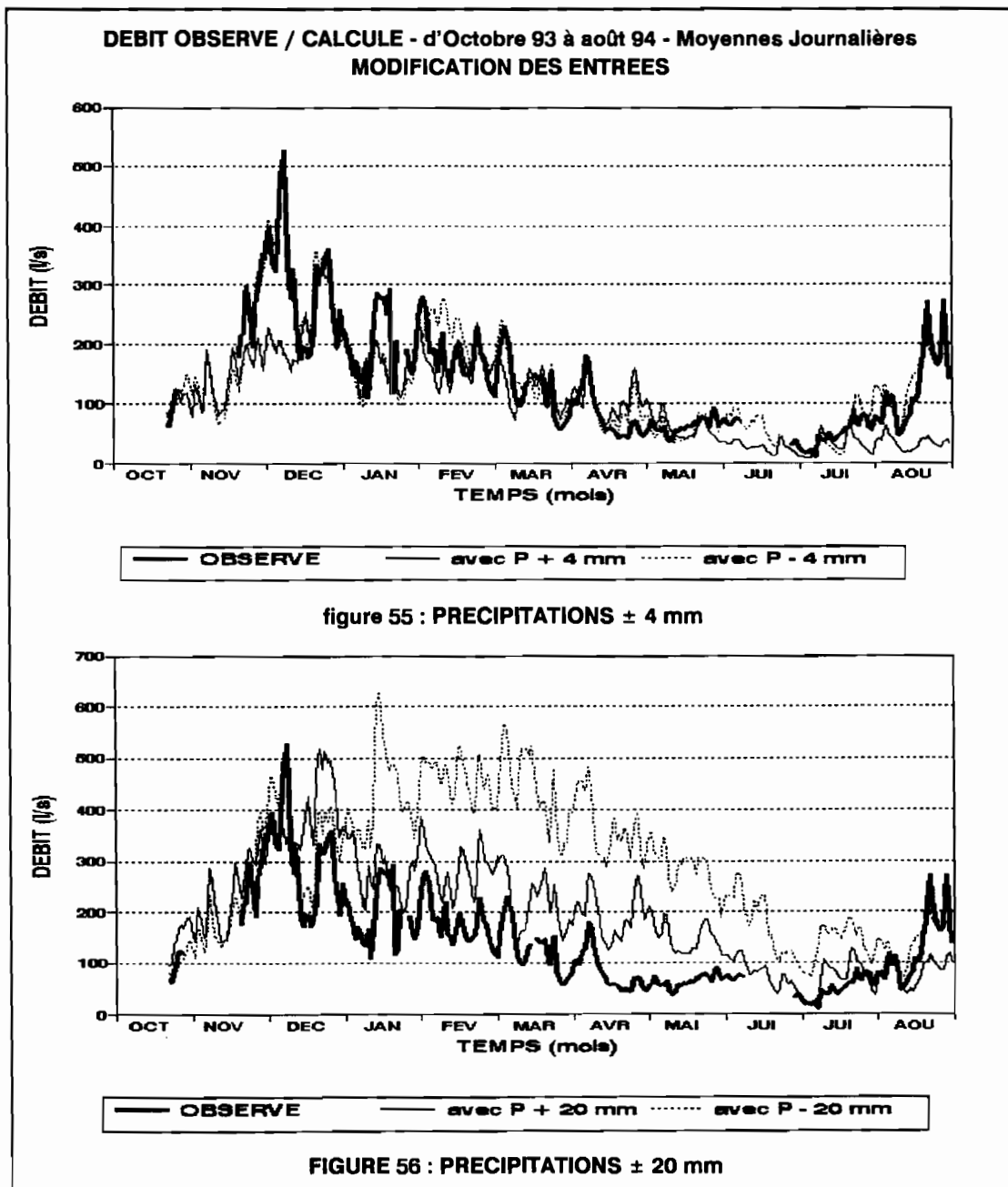


### 9.6.3. Modification des précipitations :

Les figures 55 et 56 présentent les résultats obtenus, d'octobre 93 à août 94 en moyenne journalière, en faisant varier les précipitations journalières en entrée du modèle respectivement de -4 et +4 mm, et de -20 et +20 mm, quand celles-ci sont non nulles.

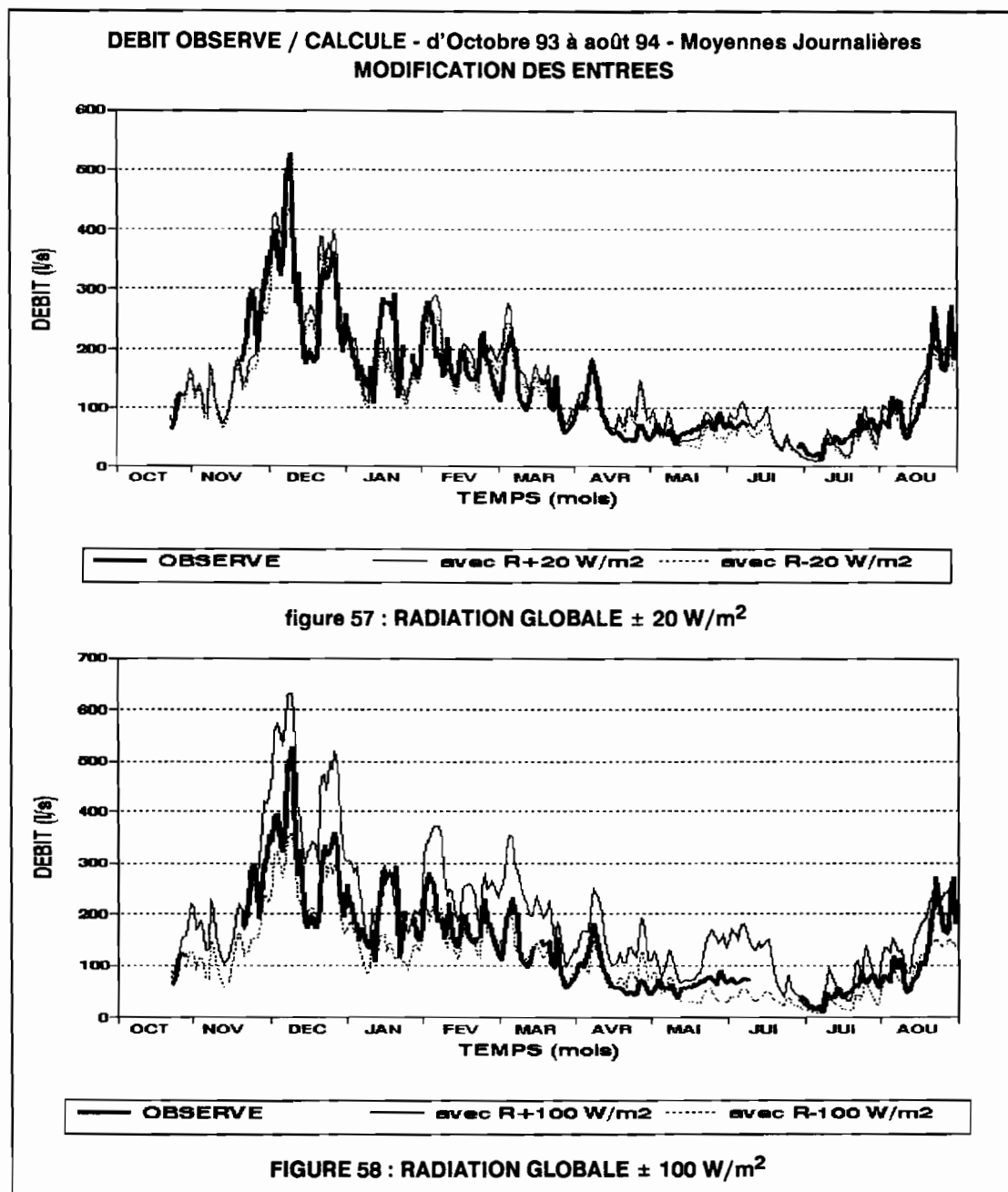
**Commentaires :** une augmentation faible des précipitations (4 mm) n'a pratiquement pas d'influence sur le débit : le ruissellement supplémentaire reste négligeable. Notons cependant le cas particulier du mois de décembre 93 (figure 55), où la diminution du débit est sensible. L'explication est la suivante : l'albédo, tel qu'il a été modélisé, retrouve sa valeur maximale en cas de précipitations neigeuses

supérieures à un seuil (Cf paragraphe 4.2.1.). Ce seuil n'a pas été dépassé dans la réalité pendant plusieurs épisodes du mois décembre 93, mais est dépassé si l'on ajoute 4 mm aux précipitations journalières (auquel cas l'albédo revient à sa valeur maximale, et le bilan radiatif, et donc le débit de fonte, diminuent). Le ruissellement est plus marqué lorsqu'on augmente les pluies journalières de 20 mm (ce qui est beaucoup) : on obtient un débit supplémentaire qui peut atteindre 100 l/s. L'influence d'une diminution des précipitations est beaucoup plus nette. Ceci s'explique, en dehors du ruissellement plus faible en provenance des moraines, par le rôle joué par les précipitations sur l'albédo. Celui-ci en effet, remonte à sa valeur maximale en cas d'épisode neigeux. Or, avec le choix que nous avons fait de diminuer les pluies journalières de 4 et 20 mm, beaucoup d'épisodes de précipitations sont supprimés (précipitation nulle). C'est ce qui se produit de janvier à août sur la figure 56 (suppression de 20 mm aux pluies journalières). Durant cette période, l'albédo, à cause de l'absence de neige reste très bas, et l'écoulement très fort. Les précipitations sont donc assez sensibles (les variations des entrées que nous avons choisi pour mettre cette sensibilité en évidence sont très fortes). Leurs variations peuvent jouer dans un sens ou dans l'autre (augmentation ou diminution du débit), parce qu'elles ont un effet différent sur le ruissellement et l'albédo.



### 9.6.4. Modification de la radiation globale :

Les figures 57 et 58 présentent les résultats obtenus, d'octobre 93 à août 94 en moyenne journalière, en faisant varier la radiation globale en entrée du modèle (au pas de temps 6 heures), respectivement de -20 et +20 W/m<sup>2</sup>, et de -100 et +100 W/m<sup>2</sup>.



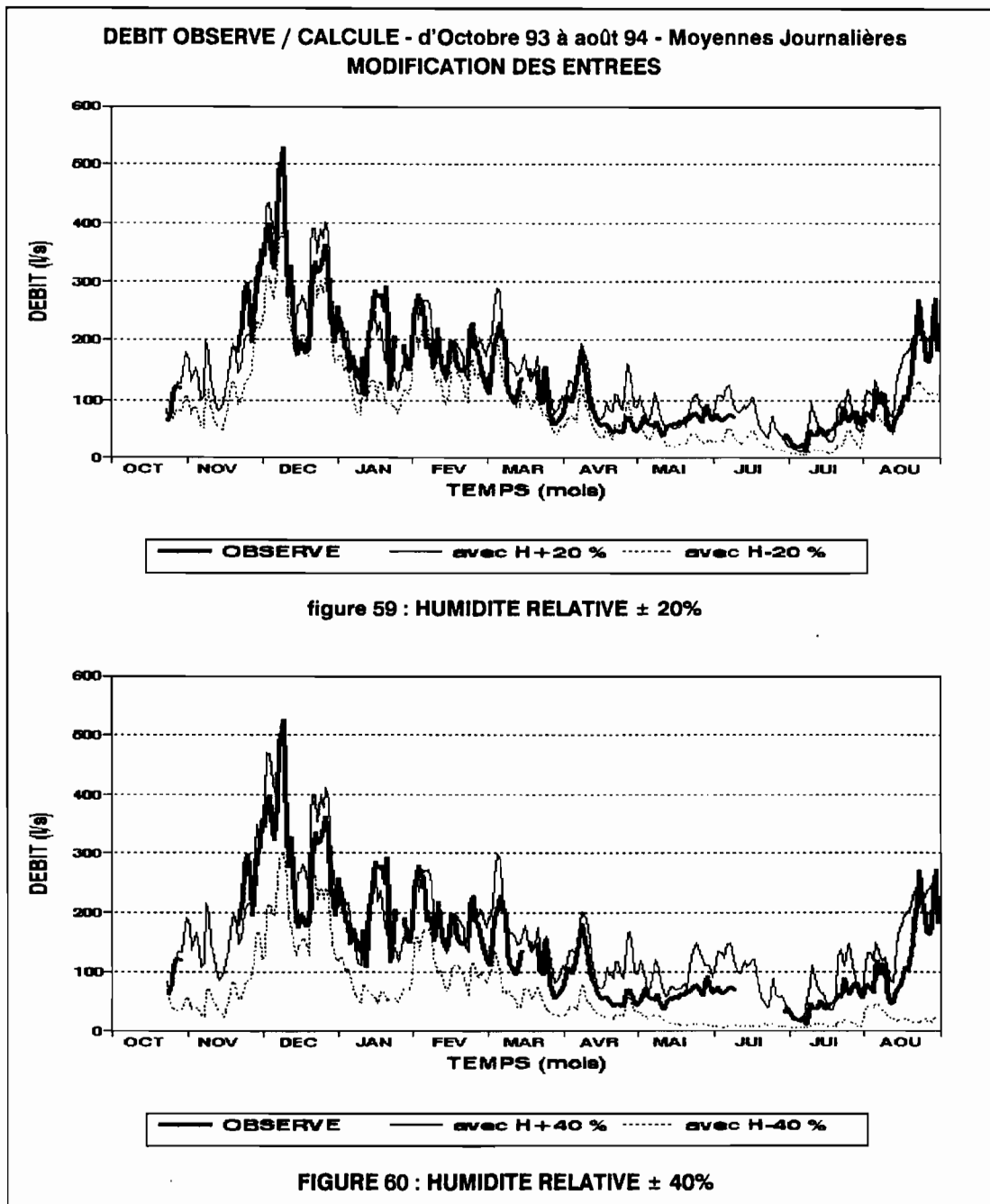
**Commentaires :** des variations de 5 W/m<sup>2</sup> de la radiation globale sont très peu sensibles. En ajoutant 20 ou 100 W/m<sup>2</sup>, on obtient un débit moyen calculé supérieur respectivement de 7 et 50% au débit observé, et en enlevant 20 ou 100 W/m<sup>2</sup>, un débit moyen calculé inférieur respectivement de 6 et 18% au débit observé. La radiation globale n'intervient que dans le calcul du bilan radiatif de courtes longueurs d'onde. Une différence de 100 W/m<sup>2</sup> sur cette radiation implique une différence de 10 W/m<sup>2</sup> sur le bilan radiatif total, si l'albédo est égal à 0.9, et de 60 W/m<sup>2</sup> si l'albédo est égal à 0.4. Les variations de la radiation globale ne deviennent donc vraiment sensibles que si l'albédo est faible. Cette sensibilité est d'ailleurs d'autant plus marquée que l'on se situe bas dans le glacier, puisque c'est dans les secteurs du bas que l'albédo atteint les valeurs les plus basses (Cf figure 30). Il faut donc des écarts



relativement importants (de l'ordre de  $100 \text{ W/m}^2$ ) pour bien mettre en évidence l'influence de la radiation globale (figure 58). Cette influence n'est finalement pas si forte qu'on pourrait le penser a priori.

### 9.6.5. Modification de l'humidité relative :

Les figures 59 et 60 présentent les résultats obtenus, d'octobre 93 à août 94 en moyenne journalière, en faisant varier l'humidité relative en entrée du modèle (au pas de temps 6 heures), respectivement de -20 et +20%, et de -40 et +40%.



**Commentaires :** en augmentant l'humidité relative de 5, 20 ou 40%, on obtient un débit moyen calculé supérieur respectivement de 2, 11 et 19% au débit moyen observé. En diminuant l'humidité relative de 5, 20 ou 40%, on obtient un débit moyen calculé inférieur respectivement de 2, 11 et 19% au débit

moyen observé. L'humidité relative intervient, dans le modèle, pour le calcul du flux de chaleur latente, mais surtout pour le calcul de l'émissivité de l'atmosphère (Cf paragraphe 4.2.3.). Une augmentation de l'humidité relative, toutes choses égales par ailleurs, implique une augmentation de cette émissivité, et donc une augmentation du bilan radiatif et du débit de fonte. Par contre, une augmentation de l'humidité relative diminue le gradient de tension de vapeur à la surface du glacier, et donc le terme de chaleur latente. Cependant, nous avons vu que ce terme est d'un ordre de grandeur faible (Cf paragraphe 9.2.2.). C'est pourquoi nous pensons que la sensibilité de l'humidité relative s'exprime plutôt dans le terme de radiation atmosphérique, qui varie entre  $180 \text{ W/m}^2$  (humidité faible) et  $280 \text{ W/m}^2$  (humidité forte) (Cf paragraphe 9.2.1.). On conçoit que des variations importantes de l'humidité relative ont une influence marquée sur le bilan radiatif, et donc sur l'écoulement. L'humidité relative est donc une entrée plus sensible qu'on aurait pu le penser a priori.

## 10. CONCLUSION :

### 10.1. GENERALITES :

L'objectif du modèle d'écoulement est de reconstituer le débit à l'exutoire du bassin versant du Zongo, incluant une partie glacée (2.1 km<sup>2</sup>) et une partie de moraine (0.9 km<sup>2</sup>). L'approche retenue est de caractère déterministe. Elle consiste, sur les parties englacées, à résoudre un bilan énergétique complet, qui fait intervenir la couche superficielle du manteau neigeux, l'interface glacier/atmosphère, et une couche d'air de quelques mètres d'épaisseur.

L'originalité principale du modèle est la gestion d'un profil de températures dans le manteau neigeux, en l'absence de toute donnée. La gestion de ce profil permet à chaque pas de temps d' " équilibrer " le bilan d'énergie, c'est à dire en fait de vérifier que chacun des termes du bilan a un ordre de grandeur correct. Cette approche permet en particulier d'inclure les phénomènes de dissipation d'énergie très importants dans le manteau, et ainsi, de prendre en compte indirectement le processus de percolation et regel de l'eau fondue en surface.

Le modèle s'appuie sur une sectorisation assez fine du glacier, seul moyen de rendre la variabilité des entrées et des processus avec l'altitude, et sur le calcul distinct, pour chaque secteur, des apports du glacier et des apports de la moraine. Sur le glacier, la résolution du bilan énergétique est faite de façon ponctuelle, et est étendue au secteur grâce à une hypothèse d'homogénéité des entrées sur le secteur, et par l'intermédiaire d'un coefficient intégrateur. Enfin, les débits générés par chacun des secteurs sont acheminés vers l'exutoire du bassin versant par un modèle de réservoirs linéaires.

Parallèlement a été développé un modèle simplifié, qui se fonde sur une démarche plus conceptuelle. Ce modèle se réduit au calcul d'un " degree day ", et ne prend en compte que le bilan radiatif de courtes longueurs d'onde. La saisonnalité de l'écoulement y est recréée de façon artificielle par l'introduction de coefficients.

### 10.2. BILAN DES RECONSTITUTIONS ET DES ESSAIS :

L'essai principal, qui consiste en la reconstitution du débit d'octobre 93 à août 94, est très concluant, avec une fonction critère et un écart entre calcul et observation satisfaisant. La forte saisonnalité de l'écoulement, qui s'oppose à celle, peu marquée, de la plupart des entrées, est bien restituée. La diversité des situations hydrologiques prises en compte est déjà importante, mais cependant pas encore suffisante, comme le montre l'échec de la tentative de validation sur les mois de septembre et octobre 94. Cet échec implique la nécessité d'un calage du modèle sur une période plus étendue dans le temps. Ceci est encore confirmé par les essais de calages croisés, qui montrent la spécificité des différentes périodes de calcul.

D'autre part, le fonctionnement du modèle à petit pas de temps (2 heures) est satisfaisant. Par contre, le modèle simplifié, s'il marche sur certaines périodes, n'a pu être calé sur des périodes longues, ce qui signifie qu'il est trop simple pour rendre compte de la saisonnalité de l'écoulement à partir d'entrées peu saisonnières, et légitime donc l'approche plus complexe du modèle complet.

Le modèle complet est assez peu sensible à la sectorisation du glacier, pourvu que celle-ci décrive la zone d'ablation. Ceci s'explique par le fait que, si les secteurs sont nombreux, les débits obtenus en sortie de chacun d'eux sont bien corrélés entre eux. Le modèle n'est pas non plus très sensible au pas de temps, à partir du moment où celui-ci permet de différencier les périodes de la journées bien distinctes du point de vue de la fonte (réchauffements, refroidissements...). Enfin, les paramètres du modèle vraiment sensibles sont les coefficients d'intégration  $\alpha$ , les coefficients de décroissance du débit  $\gamma$ , les limites supérieures de l'albédo  $A_{sup}$ , et les paramètres  $e$  et  $l$ , qui définissent les différentes profondeurs intervenant dans la couche superficielle du manteau neigeux concernée par les cycles de réchauffement/refroidissement journaliers.

### 10.3. LIMITES DU MODELE :

Les limites du modèle sont assez nombreuses. Elles résultent pour l'essentiel de diverses hypothèses faites dans l'élaboration de ce dernier.

Les hypothèses effectuées sur les entrées sont dues aux mesures effectuées sur le glacier, qui, même si elles sont déjà nombreuses, ne sont pas cependant suffisantes pour fournir toutes les entrées dont le modèle a besoin. En particulier, nous ne disposons pas de gradients de vent ou d'humidité à la surface du glacier. Nous ne disposons pas non plus de mesures de température à l'interface air/glacier, ni de mesures dans le manteau. Tout ceci nous oblige donc en particulier à gérer le profil de température dans le manteau de façon très simplifiée, ou encore nous amène à faire des hypothèses très simplificatrices pour le calcul des termes de chaleur latente et de chaleur sensible. La plupart des termes du bilan d'énergie sont donc calculés à partir d'entrées qui ont subi un traitement, et à partir d'hypothèses souvent fortes, et ne correspondant pas toujours à la réalité.

Les limites du modèle se traduisent dans l'analyse des ordres de grandeur de certains des termes du bilan. En effet, puisque le principe du modèle est d'équilibrer à chaque pas de temps le bilan, certains termes connaissent, en général lors de situations météorologiques extrêmes (une période de refroidissement prolongé, par exemple), une "dérive", c'est à dire qu'ils deviennent un peu trop grands par rapport aux ordres de grandeurs physiques attendus.

Ainsi, les variations de la température  $T_e/l$  dans le manteau à l'échelle de la journée n'ont pas de réelle signification physique. De même pour certaines valeurs très grandes prises par le terme  $Q_{rech}$  de réchauffement/refroidissement. Les comportements, parfois aberrants, de ces termes résultent des différentes hypothèses faites dans la définition du profil de température et de densité dans le manteau, ainsi sans doute que du recours à l'équation de la chaleur pour obtenir certaines de ces températures. La résolution de cette équation telle qu'elle est utilisée dans le modèle (à partir de 6 points seulement) est trop simple pour être vraiment précise.

D'autres termes problématiques sont les termes de chaleur sensible, mais surtout latente. En effet, ces termes, dans la réalité, ont une variabilité spatiale très forte sur le glacier, et même à l'échelle d'un secteur. Ils sont donc calculés de façon très approximative, d'autant plus qu'un certain nombre d'hypothèses fortes ont dû être faites (sur les profils de vent ou d'humidité par exemple). Finalement, le terme de chaleur sensible semble assez satisfaisant. Par contre, on peut penser que le terme de chaleur latente est clairement sous-estimé. Cependant, nous avons vu que nous sommes dans l'impossibilité de reconstituer l'écoulement pendant les mois de juin, juillet et août 94, si nous donnons à ce terme un poids plus important. D'autre part, le résultat obtenu avec le modèle (faible importance de ce terme) semble confirmer les études de bilan de masse effectuées sur le glacier du Zongo [Francou et al., 1995], qui montre que ce bilan peut s'équilibrer sans l'intervention de l'évaporation.

D'un autre côté, les comparaisons des valeurs du bilan radiatif calculé et des valeurs de la radiation nette mesurée à 5200 mètres, sont assez satisfaisantes en saison des pluies, mais moins en saison sèche, durant laquelle ces valeurs ne sont pas bien reconstituées dans la partie intermédiaire du glacier. On peut même penser qu'elles sont sous-estimées dans toute la zone d'ablation. Une remarque similaire s'applique au calcul de l'albédo, qui semble surestimé en saison sèche. L'écoulement est cependant globalement assez bien reconstitué pendant cette période. Ceci pourrait peut-être expliquer pourquoi nous obtenons un terme de chaleur latente faible pendant l'hiver. En effet, en augmentant la valeur des bilans radiatifs calculés pendant cette période, nous pourrions, en compensation, augmenter parallèlement la chaleur latente. Il apparaît ainsi que la chaleur latente a pu être sous-estimée, spécialement en hiver, d'un facteur 3, voire 4. Finalement, il est donc assez délicat de se prononcer quant à la validité des ordres de grandeurs obtenus pour la chaleur latente.

### 10.4. AMELIORATIONS ET PERSPECTIVES :

L'une des principales améliorations que l'on peut apporter au modèle concerne sans doute les mesures qui fournissent les données d'entrée. En effet, pour tous les aspects micro-

météorologiques, nous avons vu que nous n'avons d'autre solution que calculer certaines données d'entrée qui nous manquent. En particulier, il nous faudrait disposer d'un gradient de vent et d'un gradient d'humidité relative, qui permettraient d'approcher les flux de chaleur sensible et latente de façon beaucoup plus satisfaisante, et de répondre ainsi à certaines questions évoquées plus haut (validité de la chaleur latente, par exemple). D'autre part, il semble aussi nécessaire de disposer de données de températures dans le manteau (voire de densités), qui permettraient de gérer le profil de température de façon plus réaliste, en s'appuyant sur des observations.

Concernant les aspects plus fondamentaux du développement du modèle, les points suivants pourraient être améliorés:

- il serait intéressant d'introduire la gestion d'un stock de neige à la surface du glacier, de façon à pouvoir différencier une neige fraîche d'une neige tassée ou vieillie, ce qui peut avoir de l'importance, par l'intermédiaire des densités, dans le calcul du terme de réchauffement/refroidissement, ou même dans le calcul de l'albédo.

- il faudrait également pouvoir gérer le profil de température dans le manteau de façon plus précise (avec plus de points), toujours pour améliorer le calcul du terme de réchauffement/refroidissement.

- il serait aussi intéressant d'améliorer le module de ruissellement, qui est indispensable pour pouvoir reconstituer l'écoulement dans ce cas très particulier.

Enfin, à l'inverse, pourraient être envisagées certaines simplifications du modèle. En effet, il faudrait pouvoir utiliser le modèle sur d'autres glacier, ou sur des périodes durant lesquelles on ne dispose pas de données aussi complètes que celles utilisées dans notre cas.



## BIBLIOGRAPHIE

- Ambach W. (1974). The influence of cloudiness on the net radiation balance of a snow surface with high albedo. *Journal of Glaciology*, 13, 67, 73-84.
- Braun L.N., Brun E., Durand Y., Martin E. & Tourasse P. (1994). Simulation of discharge using different methods of meteorological data distribution, basin discretization and snow modelling. *Nordic Hydrology*, 25, 1/2, 129-144.
- Braun L.N., Grabs W. & Rana B. (1993). Application of a conceptual precipitation-runoff model in the Langtang Khola basin, Nepal Himalaya. in *Snow and glacier hydrology*, Young ed., IAHS, 218, 221-237.
- Braun L.N. & Aellen M. (1990). Modelling discharge of glacierized basins assisted by direct measurements of glacier mass balance. in *Hydrology in mountainous regions I - Hydrological measurements; the water cycle*, Lang & Musy ed., IAHS, 193, 99-106.
- Brugman M.M. (1991). Scale dependent albedo variations and runoff from a glacierized alpine basin. in *Snow, Hydrology and Forests in High Alpine Areas*, Bergmann, Lang, Frey, Issler & Salm ed., IAHS, 205, 61-71.
- Brutsaert W. (1975). On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research*, 11, 5, 742-744.
- Dozier J. (1980). A clear-sky spectral solar radiation model for snow-covered mountainous terrain. *Water Resources Research*, 16, 4, 709-718.
- Duguay C.R. (1993). Radiation modeling in mountainous terrain review and status. *Mountain Research and Development*, 13, 4, 339-357.
- Elder K. & Dozier J. (1990). Improving methods for measurement and estimation of snow storage in alpine watersheds. in *Hydrology in mountainous regions I - Hydrological measurements; the water cycle*, Lang & Musy ed., IAHS, 193, 147-156.
- Elder K., Dozier J. & Michaelsen J. (1991). Snow accumulation and distribution in an alpine watershed. *Water Resources Research*, 27, 7, 1541-1552.
- Francou B., Ribstein P., Saravia R. & Tiriau E. (In press). Monthly balance and water discharge of an intertropical glacier, the Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S. *Journal of Glaciology*.
- Kuhn M. (1979). On the computation of heat transfer coefficients from energy-balance gradients on a glacier. *Journal of Glaciology*, 22, 87, 263-272.
- Kuhn M. (1987). Micro-meteorological conditions for snow melt. *Journal of Glaciology*, 33, 113, 24-26.
- Kustas W.P., Rango A. & Uijlenhoet R. (1994). A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. *Water Resources Research*, 30, 5, 1515-1527.
- Lang H. (1968). Relation between glacier runoff and meteorological factors observed on and outside the glacier. in *IUGG / IASH General Assembly*, ed., IAHS, 79, 425-439.
- Lang H. (1973). Variations in the relation between glacier discharge and meteorological elements. in *Hydrology of glaciers*, ed., IAHS, 95, 85-94.
- Liboutry L. (1964). *Traité de glaciologie*. Masson et Cie, Paris, 1040 p.
- Male D.H. & R.J. Granger (1981). Snow surface energy exchange. *Water Resources Research*, 17, 3, 609-627.
- Marks D. & Dozier J. (1992). Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of the Sierra Nevada 2. - Snow cover energy balance. *Water Resources Research*, 28, 11, 3043-3054.

- Ma Hong, Liu Zongchao & Liu Yifeng (1992). Energy balance of a snow cover and simulation of snowmelt in the western Tian Shan mountains, China. *Annals of Glaciology*, 16, 73-78.
- Obled C. & Rosse B. (1975). Modèles mathématiques de la fusion nivale en un point. *Cahiers ORSTOM, série Hydrologie*, XII, 4, 235-256.
- Oerter H. & Reinwarth O. (1990). Modelling the runoff from a glaciated drainage basin (Vernagtferner, Oetztal Alps). in *Hydrology of Mountainous Areas*, Molnár ed., IAHS, 190, 355-367.
- Olyphant G.A. (1986). The components of incoming radiation within a mid-latitude alpine watershed during the snowmelt season. *Arctic and Alpine research*, 18, 2, 163-169.
- Olyphant G.A. (1986). Longwave radiation in mountainous areas and its influence on the energy balance of alpine snowfields. *Water Resources Research*, 22, 1, 62-66.
- Paltridge G.W. & Platt C.M.R. (1976). *Radiative processes in meteorology and climatology*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam - Oxford - New York, 318 p.
- Poggi A. (1977). *Introduction à la micrométéorologie. Transferts d'énergie atmosphère-sol*. Masson, Paris, 148 p.
- Press William H., Flannery Brian P., Teukolsky Saul a. & Vetterling William T.. NUMERICAL RECIPES. *Cambridge University Press*.
- Queney P. (1974). *Elements de météorologie*. Masson et Cie, Paris, 300 p.
- Ribstein P., Tiriau E., Francou B. & Saravia R. (1995). Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia. *Journal of Hydrology*.
- Servat E., Dezetter A. (1988). *Simple et Rosen : deux méthodes d'optimisation non linéaire*. ORSTOM / Notice OVNIh du laboratoire d'hydrologie #1.
- Winther J.G. (1993). Short- and long-term variability of snow albedo. *Nordic Hydrology*, 24, 199-212.