



Modèles mathématiques de la fusion nivale

Charles Obled

► To cite this version:

Charles Obled. Modèles mathématiques de la fusion nivale. Hydrologie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1971. Français. NNT: . tel-00813640

HAL Id: tel-00813640

<https://theses.hal.science/tel-00813640>

Submitted on 16 Apr 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

205 142
1971
214

205142

1971

214

THÈSES

présentées à

Double
L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de
DOCTEUR-INGENIEUR

par

Charles OBLED

Ingénieur E. I. H. - M. A.

PREMIÈRE THÈSE

Modèles mathématiques de la fusion nivale

DEUXIÈME THÈSE

Recherche d'une prévision des risques d'avalanches

BIBLIOTHEQUE
GRENOBLE - SCIENCES
UNIVERSITAIRE

Soutenues le 23 Décembre 1971, devant la Commission d'Examen

M. L. SANTON

Président

M. L. LLIBOUTRY

M. M. BOUVARD

M. P. GUILLOT

Examineurs

THÈSES
présentées à

205142
1971
214

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de
DOCTEUR-INGENIEUR

par

Charles OBLED
Ingénieur E. I. H. - M. A.

PREMIÈRE THÈSE

**Modèles mathématiques
de la
fusion nivale**

DEUXIÈME THÈSE

T.72/287

Recherche d'une prévision des risques d'avalanches

BIBLIOTHEQUE
GRENOBLE - SCIENCES
UNIVERSITAIRE



Soutenues le 23 Décembre 1971, devant la Commission d'Examen

M. L. SANTON

Président

M. L. LLIBOUTRY

M. M. BOUVARD

M. P. GUILLOT

Examineurs

GRENOBLE

*Mais vous, Yver, trop estes plain
De neige, vent, pluie & grésil :
On vous deust bannir en exil.
Sans point flater, je parle plain :
Yver, vous n'estes qu'un villain.*

Charles d'ORLEANS

AVANT-PROPOS

Les travaux qui ont fait l'objet de cette thèse ont été conduits au Laboratoire de Mécanique des Fluides de l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble, dans le cadre d'une convention avec la Délégation Générale de la Recherche Scientifique et Technique. Cette convention avait pour but le traitement des données collectées par le Centre d'Etude de la Neige (Col de Porte : 1350 m), en vue d'améliorer la connaissance des échanges énergétiques entre la neige et l'atmosphère et la prévision des écoulements de fusion nivale.

Sans refaire l'historique de ce Centre, rappelons qu'il a été créé conjointement par l'Electricité de France (Division Technique Générale), le Ministère de l'Agriculture (CERAFER - Département Nivologie) et la Météorologie Nationale (Direction des Etudes et Recherches Météorologiques), cette dernière en assurant l'exploitation. Son rôle est à peu près identique à celui de la "Coopérative of Snow Investigations" qui, après avoir étudié trois bassins expérimentaux de l'ouest des Etats-Unis, avait publié le fameux rapport "Snow Hydrology", qui fait autorité depuis.

On trouvera, dans les pages qui suivent, quelques photographies du site et des appareils de mesures en service.

De par la nature même de l'étude, il m'a été donné de rencontrer un grand nombre de personnes qu'il me faut remercier pour l'accueil sympathique qu'elles m'ont réservé.

Que M. le Professeur L. SANTON trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance, pour l'intérêt qu'il a porté à ces travaux et l'honneur qu'il me fait en présidant ce jury.

Je remercie également M. le Professeur L. LLIBOUTRY de sa participation, ainsi que des conseils dont j'ai pu bénéficier auprès de lui et de son équipe.

Je suis reconnaissant à M. M. BOUVARD, Directeur de l'Ecole d'Hydraulique, de m'avoir accepté parmi ses chercheurs, ainsi que du sens pratique avec lequel il a orienté cette étude.

Que M. GUILLOT, Chef de Service à l'Electricité de France, reçoive ici ma sincère reconnaissance pour ce que j'ai appris auprès de lui. L'initiative de l'étude lui revient et la compétence avec laquelle il en a assuré la direction technique, jointe à la sympathie avec laquelle il m'a aidé dans les aspects matériels de sa réalisation, ont pour moi valeur d'exemple.

M. DE CRECY, Ingénieur en Chef au CERAFAER, m'a soutenu de sa précieuse expérience en ce qui concerne la neige et M. FACY, Directeur des Etudes et Recherches à la Météorologie Nationale, a suivi cette étude avec intérêt.

Je remercie M. Eric A. ANDERSON, du National Weather Bureau à Washington pour la gentillesse avec laquelle il m'a reçu et les précieux conseils qu'il m'a prodigués, dans un souci sincère de coopération.

Que M. D. DUBAND et Ph. BOIS, acceptent mes sincères remerciements pour leur soutien amical et l'aide compétente qu'ils m'ont apportée.

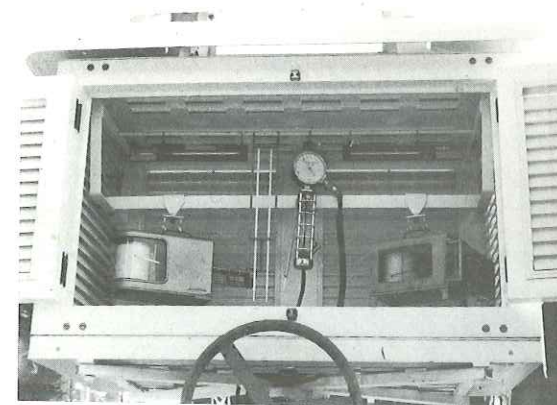
Le personnel du Centre d'Etude de la Neige m'a accueilli cordialement, et M. PAHAUD m'a facilité la critique délicate de certaines données.

Le Service de Calcul de la Division Technique Générale m'a grandement facilité les travaux de programmation, et M. GEOFFREY, Opérateur-programmeur, peut se réjouir des progrès qu'il m'a contraint à réaliser.

Je terminerais en remerciant Mme RICCIARDELLA, M. BRAULT et l'Atelier de Reprographie, qui ont assuré avec diligence la publication de ce mémoire.



1 - Le terrain de mesures



2 - Abri météo télescopique (T_a° , $H_a\%$)

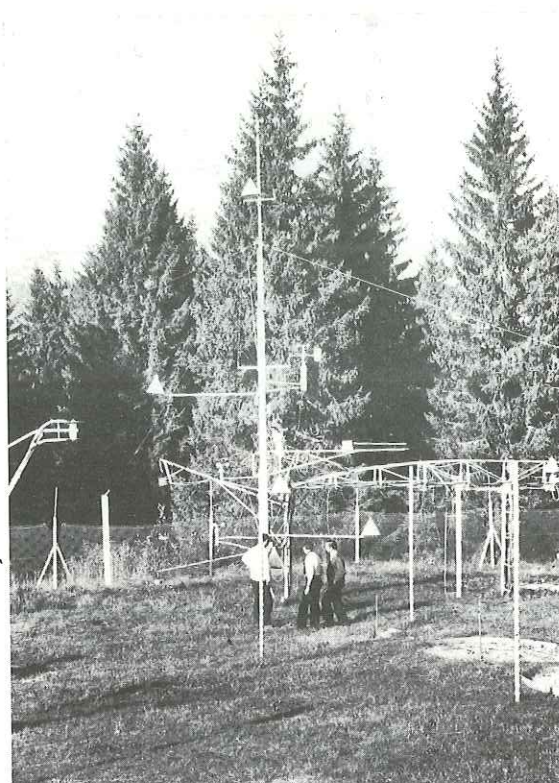


3 - Mesure du rayonnement global

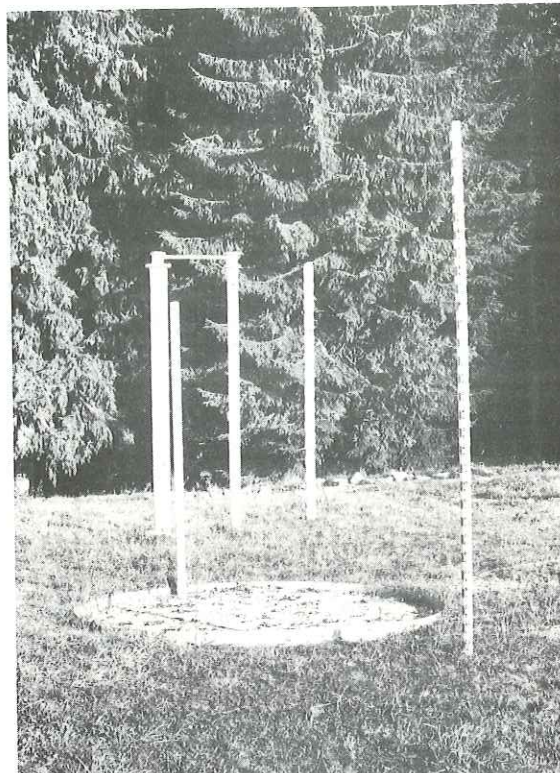


4 - Pluviographe chauffant

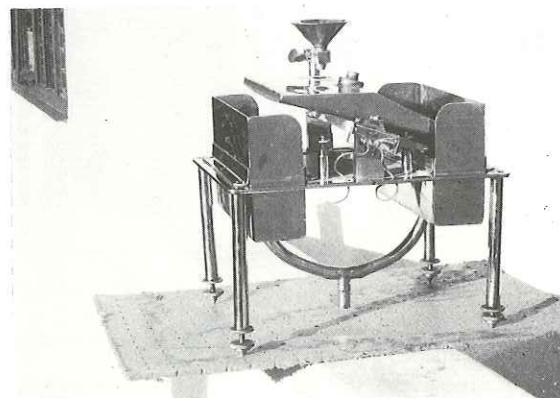
Photo Ph. BOIS



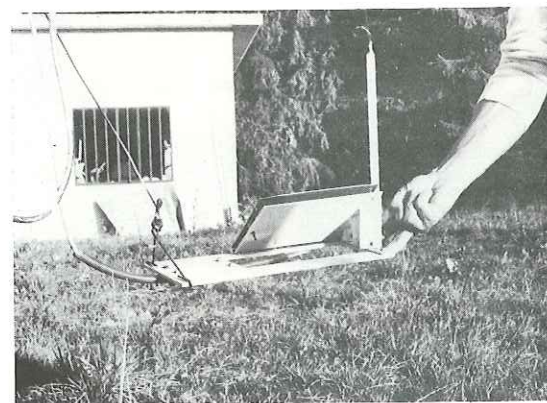
5 -
Le mat support des anémomètres



6 - Le lysimètre
(à l'arrière plan, nivomètre EdF)



7 -
Les augets basculeurs (500 ml)



8 - Thermomètre à minima
(mesure de T_s °C)

TABLE DES MATIERES

	<u>Pages</u>
INTRODUCTION	1
<u>PREMIERE PARTIE</u>	
CHAPITRE I - CONSTITUTION D'UN FICHIER	4
I.1. Choix des données	4
I.2. Mise en forme	8
CHAPITRE II - CRITIQUE DES DONNEES	11
II.1. Critique du rayonnement solaire	11
II.2. Critique de l'écoulement	15
II.3. Critique du vent	20
<u>DEUXIEME PARTIE</u>	
CHAPITRE III - RAPPELS SUR LA FUSION NIVALE EN UN POINT ET CONCEPTION D'UN MODELE	24
III.1. Schéma général	24
III.2. Les sources de chaleur	24
III.3. La transmission de l'eau dans la neige	30
III.4. Conception du modèle	32
CHAPITRE IV - ESTIMATIONS ET APPROXIMATIONS	38
IV.1. Rayonnement atmosphérique	38
IV.2. Evaporation - Condensation	43
IV.3. La percolation	48
IV.4. Conductibilité	52

TROISIEME PARTIE

CHAPITRE V - PROGRAMMATION	54
V.1. Description des paramètres et variables	54
V.2. Valeurs des paramètres	57
V.3. Essais et mise au point	60
CHAPITRE VI - CRITERES D'AJUSTEMENT	63
VI.1. Choix des critères	63
VI.2. Analyse des critères	65
VI.3. Essais de sensibilité du modèle	68

QUATRIEME PARTIE

CHAPITRE VII - RESULTATS	81
VII.1. Résultats sur les périodes de mise au point	81
VII.2. Résultats sur les périodes n'ayant pas servi à l'ajustement	83
VII.3. Lysigrammes simulés	85
CHAPITRE VIII - ECOULEMENT EN FORET	95
VIII.1. Etude sommaire des données	95
VIII.2. Rappels sur la fusion en forêt	98
VIII.3. Adaptation du modèle et résultats	99
CHAPITRE IX - AUTRES RESULTATS	103
IX.1. Simulation sans données nivométriques	103
IX.2. Simulation avec des données météorologiques simples	110

CINQUIEME PARTIE

CHAPITRE X - RAPPELS SUR LA CORRELATION MULTIPLE	124
X.1. Généralités	125
X.2. Ajustement linéaire à k variables	127
X.3. Procédé pratique	132
CHAPITRE XI - CONSTRUCTION D'UN MODELE STATISTIQUE	133
XI.1. Choix des variables	133
XI.2. Résultats	136

XI.3. Stabilité du modèle	145
XI.4. Retour sur l'analyse des écoulements du lysimètre	148
XI.5. A propos des modèles à facteur de fonte	151
XI.6. Utilisation de variables météorologiques simples	158
XI.7. Comparaison entre le modèle déterministe et le modèle statistique	162
CONCLUSIONS	164
BIBLIOGRAPHIE	167
ANNEXE	170

INTRODUCTION

En hydrologie désormais, qui dit traitement de données sous-entend recherche de modèle mathématique et usage des ordinateurs. Face à la complexité du cycle hydrologique, l'hydrologue de jadis se contentait de décrire les différents phénomènes constitutifs, et de concevoir leurs interconnexions. Il ne pouvait, hélas, les quantifier, ni les relier de façon continue si ce n'est pas des méthodes statistiques simples mais déjà laborieuses.

Aujourd'hui, la puissance de calcul disponible est telle que l'hydrologue peut à nouveau caresser son vieux rêve : représenter l'ensemble du cycle hydrologique tel qu'il le perçoit dans la réalité. Certes le foisonnement actuel des modèles et les divergences conceptuelles qu'ils étalent, semblent prouver que cette réalité peut être perçue de différentes manières ... En effet, et en dépit de certaines tentatives de formalisation, il n'existe pas à proprement parlé de "théorie des modèles" ... Chaque problème nouveau suscite un modèle nouveau, nous n'en citerons que les plus connus, le "Stanford Watershed Model" mis au point sous la direction du Professeur LINSLEY, et le "Streamflow Simulation And Reservoir Regulation" supervisé par D. ROCKWOOD (U.S. Corps of Engineers).

Ces modèles généraux, cependant, voient leurs performances décroître sensiblement lorsqu'on les applique à des bassins où des processus de fusion nivale interviennent ... Cette défaillance semble provenir d'une représentation imparfaite du mécanisme de la fusion, partiellement expliquée par le manque général de données nivométéorologiques en altitude. Nous allons donc regarder si les données plus fournies dont nous disposons permettent de progresser dans ce domaine.

Pour cela, nous procéderons d'abord à une étude attentive des séries de mesures existantes. Ensuite, après des rappels sur les différents phénomènes qui participent à la fusion nivale, nous chercherons à schématiser les échanges thermiques de surface, puis le cheminement de l'eau de fusion à travers le manteau. Un travail semblable a été entrepris, dès 1964, par E.A. ANDERSON, qui a abouti

en 1968, à un modèle de fonte intégré depuis dans le Stanford Watershed Model. Toutefois, les données du Col de Porte présentent certaines lacunes et nous conduiront à insister plus particulièrement sur les problèmes d'estimation des quantités non mesurées.

Nous décrirons rapidement les essais et la mise au point du modèle, en donnant au passage un aperçu des problèmes généraux rencontrés dans la conception et la mise au point des modèles déterministes en hydrologie, puis nous regarderons comment évoluent les performances de ce modèle quand, sans en changer la structure, on réduit le nombre des variables d'entrée pour ne conserver que celles qui sont généralement disponibles.

Dans une dernière partie, nous essaierons d'aborder le problème de manière statistique. Après quelques rappels théoriques, nous chercherons quelles sont les variables les plus explicatives et nous les utiliserons dans un modèle linéaire simple, mais d'une mise en oeuvre plus rapide que nous comparerons au modèle déterministe retenu. L'approche statistique nous suggérera aussi quelques remarques sur les données de débit utilisées, ainsi que sur la méthode du "facteur de fonte" couramment employée.

Comme on le verra dans les premières parties, la nature et la qualité des données disponibles ne permettaient guère d'approfondir la connaissance des processus fondamentaux provoquant la fusion. Aussi avons-nous mis l'accent sur la prévision des débits de fusion, découpant pour cela notre échantillon de données en deux parties : l'une servira aux essais et à la mise au point, l'autre permettra de voir ce que vaudrait la méthode si on l'utilisait en prévision.

Signalons pour terminer que cette étude, limitée à la fois dans le temps et dans les moyens disponibles, ne peut prétendre aller au fond de tous les problèmes abordés. En particulier, le temps de calcul utilisé, sur lequel les auteurs se montrent généralement discrets, met bien en évidence la faiblesse des approches de type déterministe.

PREMIERE PARTIE

Cette première partie, relativement fastidieuse, est consacrée à l'étude et à la mise en forme des données disponibles.

Après avoir collecté, parmi les données existantes, des séries relativement homogènes et continues, on a constitué un fichier dont la description, donnée dans le chapitre I, pourrait éventuellement servir de référence pour un archivage ultérieur. Ce chapitre n'est pas absolument nécessaire à la compréhension de l'étude.

Le chapitre II, consacré à l'analyse critique de ces données, permettra par contre de mieux apprécier les résultats finaux, connaissant la précision sur les variables utilisées.

La description des appareils de mesure, qui ne figure pas ici, a déjà fait l'objet d'autres publications auxquelles on voudra bien se reporter*.

* Le laboratoire pour l'étude de la neige - Col de Porte.
Publication de la Météorologie Nationale - Juin 1968.

CHAPITRE I

CONSTITUTION D'UN FICHIER

I.1. CHOIX DES DONNEES NECESSAIRES

Les données nécessaires différeront selon la complexité du modèle que l'on se propose de créer. Vu les exigences d'un modèle à bilan énergétique, nous avons pratiquement utilisé toutes les données faisant l'objet d'un enregistrement continu.

Il restait à choisir le pas de temps. Un certain nombre de dépouillements étant faits de 3 heures en 3 heures, nous avons pris cette durée comme base.

I.1.1. Température de l'air sous abri

Nous avons pris la valeur instantanée, lue à intervalle de 3 heures. Comme elle diffère de la moyenne sur 3 heures qui aurait pu être utilisée, on pourra prendre, pour un pas de temps de 3 heures : $(T_i + T_{i+3h})/2$.

I.1.2. Rayonnement global (courtes longueurs d'onde)

On donne les valeurs incidentes et réfléchies. Cette valeur journalière est le résultat d'un planimétrage, qui fait perdre l'information concernant la distribution au cours de la journée. Celle-ci, essentiellement tributaire des passages nuageux, ne pourrait être retrouvée que par un planimétrage des enregistrements sur une base de 3 heures ...

I.1.3. Précipitations

Les précipitations sont enregistrées toutes les 3 heures par un pluviographe chauffant et par un autre non chauffant. Si les deux enregistrent une valeur équivalente (dispersion assez importante parfois), on présumera que c'était de la

pluie, tandis qu'une valeur enregistrée par le chauffant seul correspond à une chute de neige.

I.1.4. Vent

Cette donnée est, de loin, la plus délicate à utiliser et c'est l'existence de cette série qui a finalement décidé des périodes à retenir.

Elle est disponible sous la forme d'un comptage d'impulsions de 10 mn en 10 mn, avec impression de l'heure, mais non de la date, aux 4 niveaux suivants (1,25 m, 2,5 m, 5 m, 10 m). Nous avons retenu le dernier, car il enregistre encore par vent faible alors que les autres sont déjà arrêtés. Cela retarde le moment où l'on considère le vent comme nul. (Alors qu'en fait cela provient du seuil de démarrage des anémomètres et des effets de clairière dont bénéficie le site).

On a de plus regroupé ces valeurs en valeurs horaires. Il y a certes une perte d'information, mais nous travaillerons avec le parcours du vent sur le pas de temps considéré.

Certaines valeurs, enregistrées alors que les anémomètres étaient chargés de neige, ont été signalées comme douteuses et affectées d'un signe -, mais cette information ne figure pas toujours sur les enregistrements. La valeur inscrite à 01h correspond au parcours de 01h à 02h.

I.1.5. Humidité relative

Ici, comme pour la température sous abri, il s'agit d'une grandeur assez facile à mesurer. On a porté les valeurs instantanées de 3 heures en 3 heures. Il convient de rappeler que l'hygromètre à cheveu ne permet pas d'espérer moins de 10 % d'erreur.

I.1.6. Pression atmosphérique

Cette grandeur a été dépouillée à raison de deux valeurs par jour (01 h et 13 h) vu la lenteur relative de sa fluctuation. Les valeurs portées sont les valeurs instantanées lues sur les graphiques d'enregistrement, la correction d'altitude, c'est-à-dire un changement d'origine, étant effectuée au chargement. (En 1970, le dépouillement avait été fait à 00h et 12h).

I.1.7. Ecoulement

On a repris tels quels les dépouillements à intervalles de 3 heures effectués sur le lysimètre. La première valeur du jour correspond à l'écoulement de 01h à 04h.

I.1.8. Données nivométriques

On a porté la valeur en eau du jour j, la densité superficielle, et la hauteur. La hauteur est une moyenne des hauteurs relevées aux 5 perches-disséminées sur le terrain de mesure. La valeur en eau est obtenue soit par carottage, soit par lecture au nivomètre. Ces valeurs sont en général prises en fin de matinée. On a aussi porté la densité superficielle. Celle-ci n'est mesurée que très épisodiquement, en général lors des chutes de neige importantes, ou de façon hebdomadaire durant la fusion. Ces valeurs mesurées sont précédées d'un signe moins dans le fichier.

L'estimation des valeurs intermédiaires a posé quelques problèmes, et dans un premier temps on a procédé comme suit.

Soit une couche de neige fraîche, de hauteur h_0 et de densité mesurée ρ_0 . La conservation de la masse nous donne, au jour j :

$$h_0 \cdot \rho_0 = (h_0 - dh) (\rho_0 + d\rho) \quad \rho_0 \cdot dh + h_0 \cdot d\rho = 0$$

$$d\rho = - \rho_0 \cdot \frac{dh}{h_0}$$

et en général, dh peut être apprécié par la différence des hauteurs moyennes d'un jour sur l'autre.

Mais cela revient à attribuer tout le tassement à la couche de neige fraîche, ce qui est assez valable sur une courte période, mais erroné dès que l'on dépasse 4 ou 5 jours. En effet, outre le tassement des couches sous jacentes, non négligeables, et les transferts par évaporation et condensation, il y a les épisodes, même brefs, de fusion superficielle qui modifient justement cette couche, voire la suppriment.

Un autre mode d'estimation sera proposé par ailleurs. De toute façon, il importe de considérer d'un oeil critique les valeurs calculées (car croûtes de regel etc ...).

I.1.9. Etat du ciel

On a utilisé les observations de nébulosité (couverture en 1/8 et type de nuages) effectuées le plus souvent deux fois par jour, sauf les dimanches et jours fériés où l'on a, soit pris deux fois les mêmes valeurs, soit extrapolé compte tenu de l'évolution. Ces valeurs théoriquement instantanées, contiennent implicitement une information sur la demi-journée car l'observateur tend à y intégrer l'évolution qu'il a observée.

Les périodes utilisées sont :

Hiver 66-67 : 19 novembre 1966 au 4 mai 1967
Hiver 67-68 : 28 nov. 67 au 30 déc. 67 et 28 mars 68 au 30 avril 68
Hiver 68-69 : 16 décembre 1968 au 5 mai 1969
Hiver 69-70 : 16 avril 1970 au 30 mai 1970.

I.3. CHARGEMENT DU FICHIER SUR BANDE MAGNETIQUE

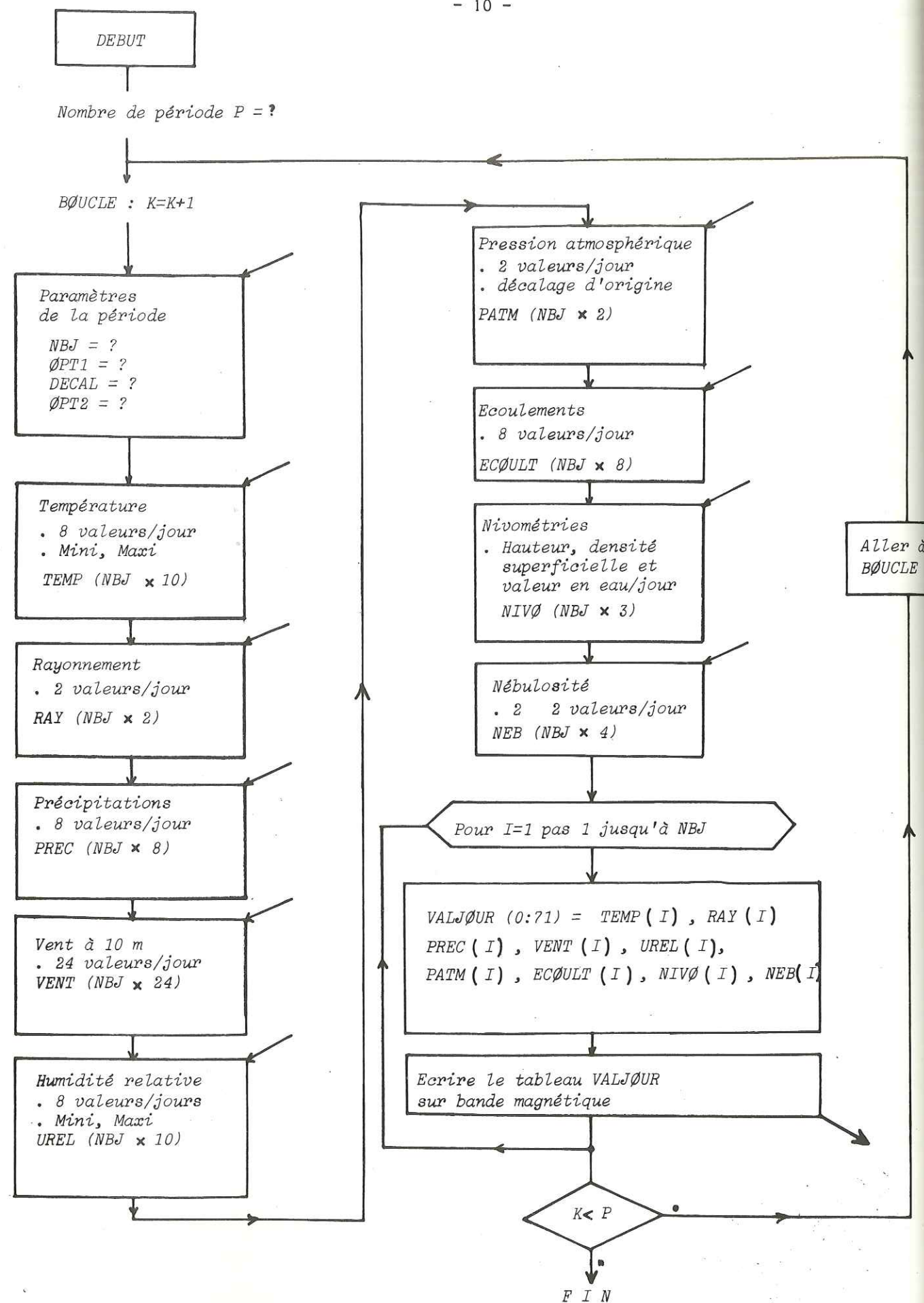
On a d'abord effectué, sur les cartes obtenues, différents programmes de test visant à vérifier que les valeurs observées sont bien comprises entre les valeurs minimum et maximum du jour, et que leur moyenne était égale, à la précision des calculs près, à la moyenne calculée manuellement. Cela n'était pas possible pour toutes, et les programmes très simples qui effectuaient ces tests n'ont pas à être décrits ici.

Nous décrivons seulement le programme de chargement de la bande magnétique, pour le cas où il devrait être réutilisé ... Le principe consiste à lire les cartes pour chaque donnée de la période choisie, puis, toutes les données étant en mémoire, à extraire de ces tableaux un tableau des valeurs correspondantes au jour j que l'on mettra sur bande magnétique.

Le programme permet, soit la création et le chargement complet d'une bande magnétique, soit l'écriture d'une nouvelle période sur une bande existante. Les paramètres sont :

- . le nombre de périodes que l'on veut inscrire ou ajouter, et pour chaque période :
 - le nombre de jours
 - l'existence de la valeur moyenne sur les cartes de température
 - le décalage d'origine à effectuer sur la pression atmosphérique
 - l'existence de l'humidité moyenne sur les cartes d'humidité relative

Une fois sur bande magnétique, les données peuvent être transférées sur disque, ou être mises aisément sous forme de graphique.



CHAPITRE II

CRITIQUE DES DONNEES

Nous ne cherchons pas ici à détecter des erreurs de mesure ou de transcription, mais plutôt à critiquer certaines séries affectées de tendance ou rendues suspectes par un défaut d'appareillage. On peut considérer que les séries de température, précipitation, humidité relative, pression atmosphérique et données nivométriques, effectuées avec des appareils simples et fidèles et par des méthodes éprouvées, ne poseront pas de problème d'homogénéité. Par contre, on a de bonnes raisons de suspecter les séries de rayonnement, d'écoulement et de vent.

Toute cette partie critique a été effectuée avec la collaboration de M. PAHAUT, du Centre d'Etudes de la Neige.

II.1. CRITIQUE DU RAYONNEMENT SOLAIRE (ou global incident)

II.1.1. Principe

Le rayonnement solaire constitue une source importante de chaleur, et un biais systématique pourrait compromettre la suite de l'étude. Néanmoins les données de comparaison sont difficiles à trouver et nous avons dû procéder comme suit :

- Nous ne considérerons que le rayonnement incident, presumant que tout effet affectant le flux incident affecte le réfléchi dans une même proportion (vieillesse de l'appareillage, etc...), donc ne modifie pas l'albedo.
- Etant donné le peu de précision des mesures de nébulosité, nous n'utiliserons que des journées de ciel clair, où l'enregistrement ne présente aucune discontinuité due à des passages nuageux (cf. Exemples figure 7).

- Nous supposons, vu la latitude voisine de 45°, que la fluctuation saisonnière peut être approchée par une sinusoïde ayant son point d'inflexion aux environs du 21 mars.

Admettant ces hypothèses, nous pouvons donc chercher à caler une sinusoïde sur les données des jours de ciel clair, où le rayonnement mesuré devrait être égal au rayonnement potentiel. En calant une courbe sur chacune des années, et en comparant ces courbes, on pourra essayer de détecter une évolution systématique

II.1.2. Résultats

Nous avons corrélé :

Y = rayonnement observé,

X = sin x où x est le nombre de jours à compter du 21 mars. Ainsi on peut lire directement sin x dans la table des sinus en degrés, car l'amplitude du rayonnement est parcourue en 90 jours environ de l'équinoxe au solstice.

Bien que ne nous intéressant qu'aux années 67 à 70 incluses, nous avons fait cette analyse de 1961 à 1971.

Les années 64 et 70 ne figurent pas, vu l'absence de journées de ciel clair en nombre suffisant.

En prenant pour X non pas sin x, mais (sin x) x 10³, c'est-à-dire les 3 premiers chiffres significatifs, on trouve, pour :

$$Y = a (\sin x) \cdot 10^3 + b$$

Années	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71
a	0.265	0.261	0.218	/	0.203	0.226	0.202	0.199	0.198	/	0.297
b	356	362	323	/	291	287	283	265	282	/	384
n	19	11	9	/	9	16	17	14	12	/	13
R	.99	.993	.994	/	.992	.996	.993	.998	.997	/	.989

n = nombre d'individus

R = coef. de corrélation.

On voit donc, (sans même faire le test de FISHER sur le coefficient de corrélation,) que les ajustements sont bons.

Par contre, il faut regarder la fluctuation des coefficients de régression due à l'échantillonnage. Si l'on appelle σ_u l'écart-type de la variable u, on a ici :

$$\sigma_a = \frac{\sigma_Y}{\sigma_X} \sqrt{\frac{1-R^2}{n-2}} \quad \sigma_b = \sigma_Y \sqrt{\frac{1-R^2}{n-2}}$$

Comme, de plus, le paramètre $t = \frac{a - a_1}{\sigma_a}$ ou $\frac{b - b_1}{\sigma_b}$ (a_1 et b_1 étant les coefficients de régression de la population) se trouve distribué selon une loi de STUDENT à n - 2 degrés de liberté, nous chercherons dans une table les valeurs de t correspondant à une probabilité de 95 % d'avoir a compris entre :

$$a - t \cdot \sigma_a \quad \text{et} \quad a + t \cdot \sigma_a$$

Nous trouvons ici :

Année	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71
σ_x	268	424	582	/	528	384	466	386	475	/	312
σ_y	71	111	128	/	108	87	95	77	94	/	93
σ_a	.009	.010	.009	/	.009	.005	.007	.003	.004	/	.013
σ_b	2.3	4.3	5.2	/	5.1	1.8	3.3	1.4	2.3	/	4.2
t	2.11	2.26	2.36	/	2.36	2.14	2.13	2.17	2.22	/	2.20

L'évolution de ces valeurs a été matérialisée par un diagramme en a et b où sont portés les intervalles de confiance. (fig.1).

On peut en conclure que s'il y a eu une évolution assez sensible de 1961 à 65, les valeurs de 1965 à 69 sont relativement groupées.

L'année 71, nettement en dehors de la figure, correspond à un nouvel appareil dont la bande de longueurs d'onde mesurée est plus large.

L'évolution observée de 1961 à 65 correspond soit à des variations objectives du rayonnement, (croissance des arbres, surélévation d'un immeuble,

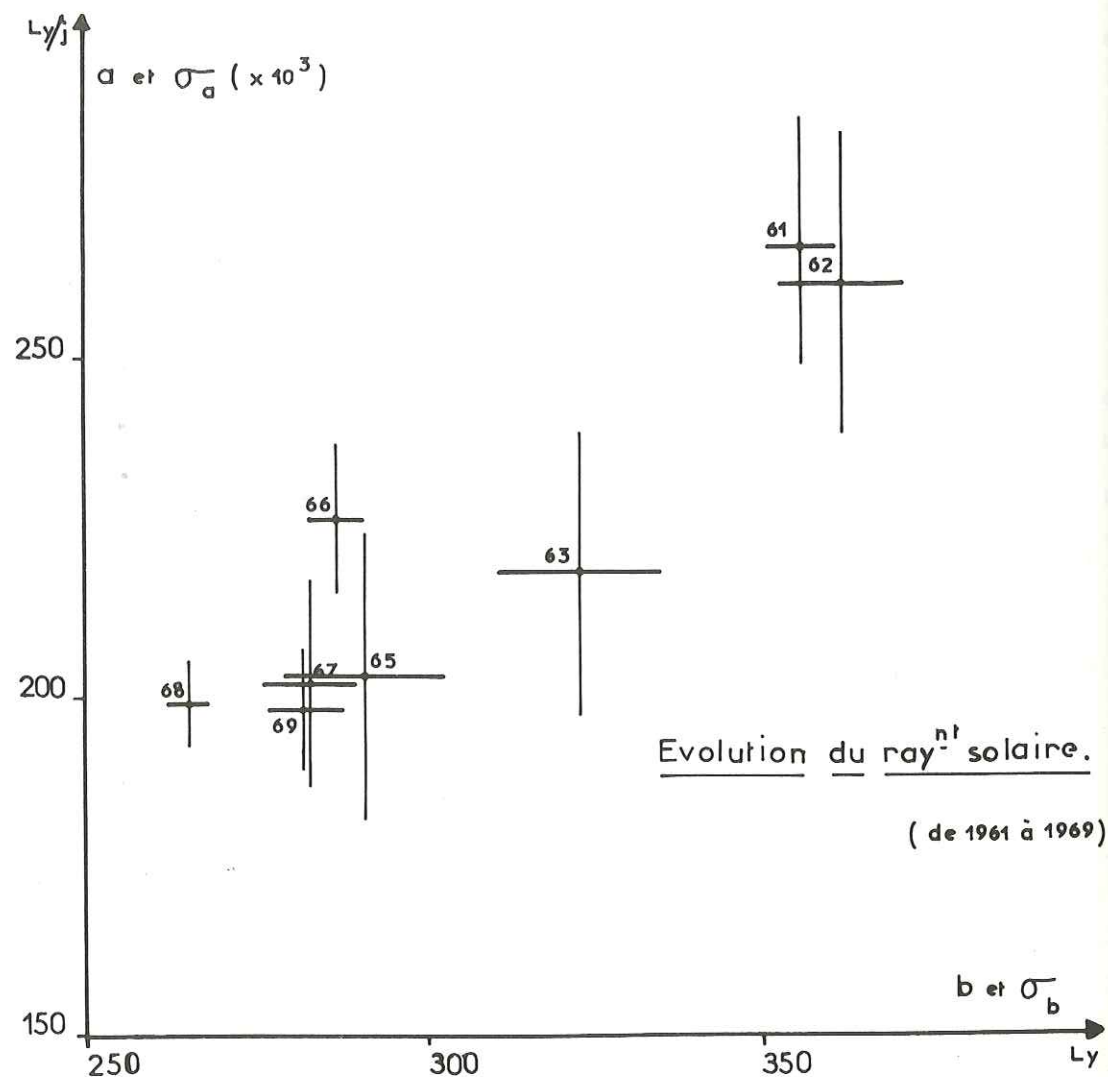


Figure 1

coupe d'arbres ...) soit à une diminution de la sensibilité des galvanomètres (seules les piles ayant été parfois réétalonnées).

De toute façon, pour les années qui nous intéressent, et vu le domaine de fluctuation, aucune correction ne sera apportée.

On prendra donc :

$$Y = 197 \cdot \sin x + 277 \quad n = 43$$

$$R = 0.991$$

Y rayonnement maximum que l'on peut observer au jour x compté à partir du 1er mars.

Note - Si l'on se contente de la tangente d'inflexion :

(x radian $\neq$ sin x radian au voisinage de x = 0)

on a :

$$Y = 197 \times \frac{3.14}{180} x + 277$$

$$Y = 3.44 x + 277.$$

Mais alors, les valeurs calculées sont un peu fortes quand on s'éloigne du 21 mars.

On a donc cherché directement une relation linéaire entre Y et X, soit :

$$Y = 3x + 272$$

qui sera utilisée dans la suite.

II.2. CRITIQUE DE L'ECOULEMENT

II.2.1. Principe

On va chercher à comparer les volumes d'eau écoulés dans le lysimètre aux diminutions de valeur en eau du manteau.

Néanmoins, il est impossible d'effectuer cette vérification sur une base journalière car :

- les lames d'eau de fusion peuvent se ressuyer en un temps supérieur à 24 h ;
- la valeur en eau est mesurée à des heures variables dans la journée, avec une précision assez faible, et à une fréquence généralement bihebdomadaire, les autres valeurs étant interpolées ... en tenant compte de l'écoulement observé.

C'est pourquoi nous ne considérerons que les valeurs en eau mesurées, obtenues par carottages en différents points du terrain de mesure. Comme ceux-ci sont effectués en cours de journée, nous les comparerons aux volumes écoulés de 13 h à 13 H.

On a donc comparé :

$$\sum_{\text{jour}=1}^j (\text{débits du lysimètre-pluies}) \quad \text{à} \quad \sum_{\text{jour}=1}^j (\text{diminutions de valeurs en eau + neige})$$

où "pluie" et "neige" sont respectivement les valeurs en eau des précipitations tombées sous forme de pluie ou de neige. Les résultats obtenus sont évidemment assez grossiers, surtout en cas de pluie car il est difficile de savoir à quel jour l'affecter, selon que l'on est en début ou en fin de fusion, avec un manteau plus ou moins épais qui introduit un délai plus ou moins long.

Evidemment, cette méthode est inspirée de la technique des courbes "double-cumuls".

II.2.2. Résultats

Les résultats sont rassemblés en tableaux et matérialisés par les courbes de la figure 2.

On observe :

- . Fusion 1967 : Très bonne droite de double cumul, de pente voisine de 0.9, pouvant correspondre à un léger déficit du bac.
- . Fusion 1968 : La droite est légèrement au-dessus de la bissectrice, avec une pente de 1.15, suggérant un excédent possible au lysimètre.
- . Fusion 1969 : On observe un départ nettement excédentaire, qui se stabilise ensuite selon une droite de pente 1.35.
- . Fusion 1970 : Cette fois, on constate un déficit assez important au départ puis une évolution vers une courbe de pente 1.0, la partie intermédiaire ayant une pente de 0.6 en moyenne

Note

Les pentes peuvent être soit lues graphiquement, soit obtenues par une régression simple. Les résultats sont identiques, sauf en 1970, où, vu la non-linéarité on s'en tiendra à un découpage arbitraire en deux tronçons de droites.

1 9 6 7

Dates	Pluies cumulées	Écoulement + pluie	Valeur en eau	neige	écart val. eau + neige
4.IV	0	0	540	0	0
11.IV	2	51	510	20	50
17.IV	11	147	400	20	160
20.IV	11	245	290	20	270
24.IV	21	260	300	54	294
27.IV	21	279	284	54	310
4.V	39	416	150	71	461
9.V	50	550	0	71	611

1 9 6 8

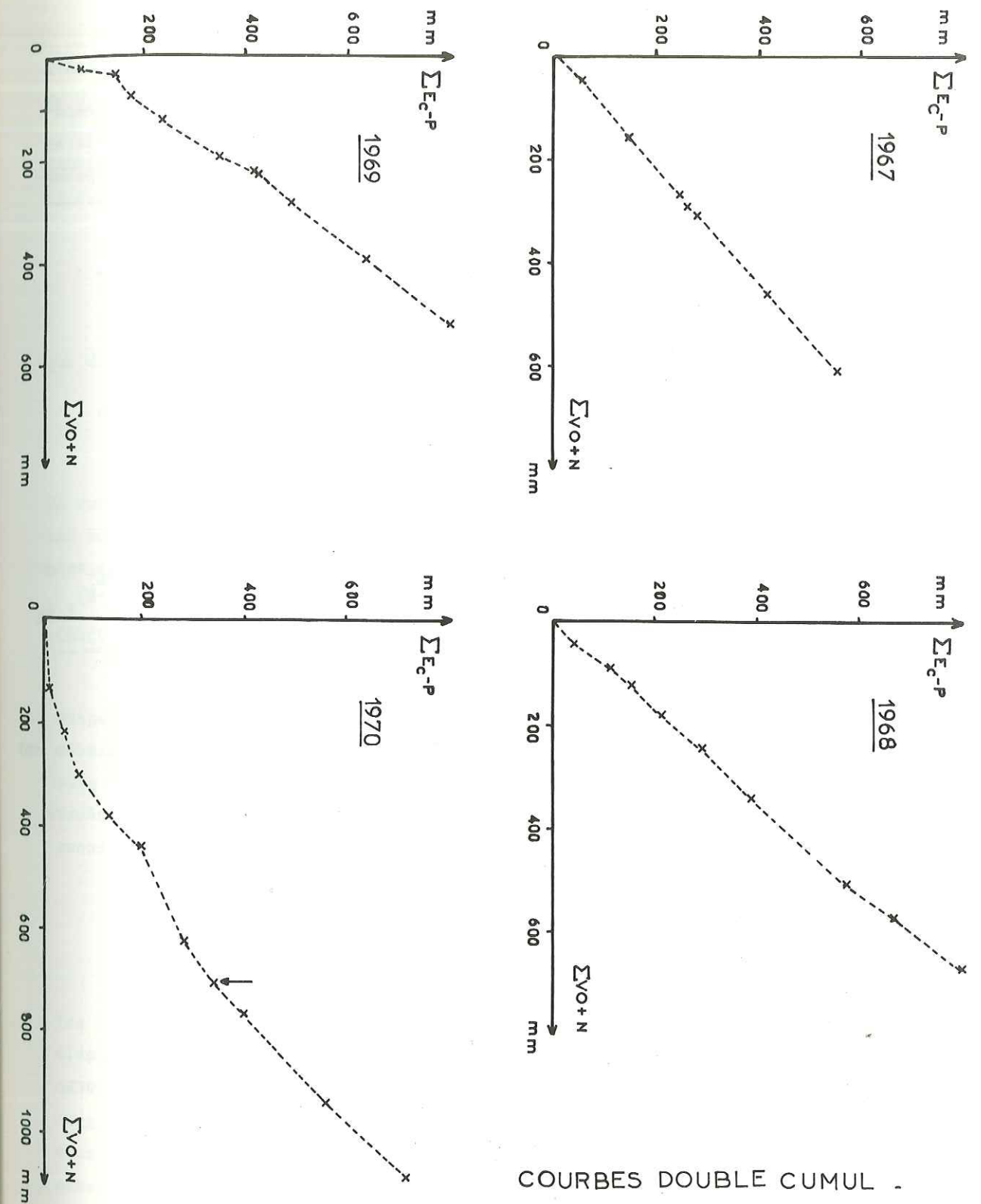
Dates	Pluie	E _c -P	Val. eau	neige	Δ VO + N
24.IV	0	0	660	0	0
27.III	0	40	615	0	45
31.III	0	112	568	0	92
4.IV	5	155	546	10	124
8.IV	5	210	520	43	183
15.IV	6	290	455	43	248
18.IV	7	387	358	43	345
22.IV	7	572	190	43	513
26.IV	15	671	125	43	578
1.V	68	802	0	57	717

1969

Dates	Pluie	$E_c - P$	Val.eau	neige	$\Delta VO + N$
12.III	0	0	390	0	0
17.III	45	78	375	8	23
24.III	48	144	394	38	34
2.IV	56	174	360	48	78
7.IV	56	235	318	54	126
11.IV	56	346	245	54	199
16.IV	77	411	279	111	222
19.IV	77	423	279	116	227
24.IV	98	485	235	131	286
29.IV	129	634	123	131	398
4.V	133	797	0	131	521

1970

Dates	Pluie	$E_c - P$	Val.Eau	neige	$\Delta VO + N$
16.IV	0	0	1080	0	0
21.IV	22	4	970	21	131
28.IV	45	43	935	73	218
3.V	46	73	860	83	303
7.V	51	132	780	83	383
13.V	87	191	723	83	440
18.V	124	279	540	83	623
21.V	126	338	460	86	706
24.V	137	397	403	86	763
28.V	137	557	230	86	936
1.VI	159	719	25	86	1086



COURBES DOUBLE CUMUL .

Figure 2

II.3. CRITIQUE DU VENT

Cette grandeur a fait l'objet d'une étude particulièrement détaillée (TOURNIER, 1970), qui consistait à ajuster différents profils sur les données mesurées. En effet, les différentes théories sur les échanges de surface (cf. Chapitres suivants) nécessitent la connaissance des profils ou font implicitement des hypothèses sur leur nature.

Les conclusions de l'étude, qui nous intéressent, sont les suivantes :

- . Absence regrettable de mesures en dessous de 1 m ;
- . Données assez hétérogènes car, selon la direction du vent, on a ou non un effet perturbateur dû à la forêt voisine ;
- . Circulation de l'air fort irrégulière et discontinue en sens et en direction (Données de la girouette assez peu exploitables) ;
- . L'anémomètre placé à la côte 2.5 m est fortement perturbé par la présence d'autres appareils.

Moyennant ces remarques, l'auteur propose l'ajustement d'une loi log-linéaire aux profils observés (de préférence à une loi puissance : $u = A_1 z^{(1-B)} + A_2$ ou à une loi logarithmique : $u = A_1 \ln z + A_2$), soit :

$$u = A_1 \ln z + A_2 z + A_3$$

avec les coefficients suivants : $u \neq 20 \ln z + 4.10^{-2} z + 85$ (u en cm/s et z en cm)

En fait, TOURNIER signale que les profils ajustés par la loi log-linéaire donnaient aussi de bons ajustements par la loi logarithmique. Nous nous limiterons à cette dernière, soit :

$$u = 30 \ln z + 40$$

N o t a - L'expression formelle en est : $\frac{u}{u_*} = \frac{1}{k} \ln \frac{z}{z_0}$.

Ainsi, si l'on veut transposer le vent à 10 mètres, que nous utilisons, à une hauteur différente, on pourra retenir que les vitesses sont dans le rapport suivant :

$$u_{10} = 30 \ln z_{10} + 40$$

$$u_x = 30 \ln z_x + 40$$

$$\frac{u_x}{u_{10}} = \frac{\ln z_x + 1.333}{\ln z_{10} + 1.333}$$

Cependant, cette valeur 1.333 est une moyenne sur 19 observations dont l'écart-type est égal à 1,330. Elle n'est donc pas très significativement différente de 0.

Remarque -

Généralement z_x sera de l'ordre de 1 à 2 mètres, d'où :

$$\frac{\ln z_x + 1,3}{\ln z_{10} + 1,3} \neq \frac{5 + 1,3}{7,5 + 1,3}$$

qui diffère peu de :

$$\frac{\ln z_x}{\ln z_{10}}$$

On aura donc un ordre de grandeur acceptable en considérant simplement que les vitesses sont dans le rapport des logarithmes (népériens ou décimaux) des hauteurs exprimées en centimètres.

CONCLUSIONS

Parmi les données utilisées, c'est donc l'écoulement qui est le plus suspect d'erreur systématique. Néanmoins, pris séparément, année par année, les débits sont homogènes, au moins en grand et exception faite de l'année 1970 qui sera décomposée en deux. On utilisera les facteurs de correction correspondants :

1967	: 0.9
1968	: 1.1
1969	: 1.3
1970	: 0.6 et 1.0

Les précipitations n'ont pas été étudiées ici, mais il faut rappeler les résultats qui ont été publiés (Notes EERM, cf. Biblio.). Comparant divers types d'appareils situés sur le même emplacement, on constate assez facilement des écarts de 20 à 30 % entre les valeurs en eau mesurées. Toutefois, les pluviographes que nous utilisons peuvent être considérés comme donnant environ 100 % de la précipitation si elle est pluvieuse. Par contre, si elle est neigeuse, le déficit peut atteindre 20 % et nous multiplierons donc la valeur en eau par 1.2 dans ce cas, qui d'ailleurs n'influence que secondairement le calcul des débits.

DEUXIEME PARTIE

L'intérêt pour la fusion nivale n'est pas récent, non plus d'ailleurs que la façon de l'aborder. Nous citerons pour exemple, ce prédécesseur, qui, aux prises avec la Haute-Durance, écrivait :

"L'anomalie dont il s'agit est produite par les neiges et les glaciers qui, en raison de l'altitude d'une grande partie du bassin, ... jouent un rôle important dans le régime de la Durance.

Nous allons donc chercher à étudier d'un peu plus près le phénomène, de manière à essayer, au moyen d'hypothèses vraisemblables, d'en déterminer les valeurs approximatives, ou tout au moins d'indiquer la marche à suivre pour l'avenir.

Pour bien faire comprendre les phénomènes de la fonte des neiges, nous croyons utile d'essayer une théorie qui précise l'influence des différents éléments qui entrent dans la question

Aussi, en résumé, la quantité totale de neige fondue à l'époque t sera donnée par l'expression :

$$F = bk \int_0^t dt \int_{h_1=h(t)}^{h_2=H+mf(t)} \left[P_0(h-h_0) - a(h-h_0)^2 \right] \cdot \left[f(t) - \frac{h-H}{m} \right] e^{k \left[\int_0^t f(t) dt - \frac{h-H}{m} \right]} . dh$$

qui, on le voit, est fort compliquée et même à des intégrations difficiles ...

Nous allons donc remplacer cette marche, où subsistent trop d'inconnues, par la méthode approximative suivante ... "

Ces quelques lignes, bien qu'extraites des Annales des Ponts et Chaussées de 1890 (?) n'en sont pas moins d'actualité ... Tout au plus pourra-t-on tenter, avec des moyens nouveaux, de mener à bien la démarche proposée, c'est-à-dire concevoir un schéma logique et mathématique susceptible d'évoluer comme la réalité, pour toutes les situations qui peuvent se présenter.

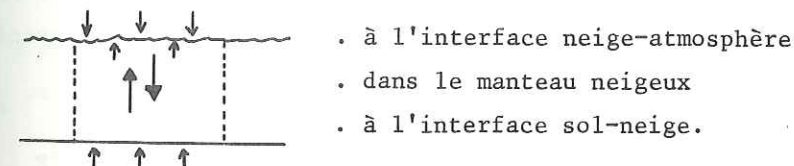
Pour cela nous chercherons d'abord, au moyen d'une analyse bibliographique approfondie, à faire le point des connaissances actuelles sur les différents aspects de la fusion (échanges thermiques, percolation, etc ...). Nous les relierons ensuite entre elles, en mettant en évidence les hypothèses nécessaires et les lacunes qui subsistent, puis nous sélectionnerons les formules d'estimation susceptibles de compenser les données manquantes et d'approcher en moyenne les phénomènes mal connus.

CHAPITRE III

RAPPELS SUR LA FUSION NIVALE EN UN POINT ET CONCEPTION D'UN MODELE

III.1. SCHEMA GENERAL

La fusion de la neige est essentiellement déterminée par les échanges thermiques qui ont lieu :



Et nous pouvons faire tout de suite les hypothèses suivantes :

- Il n'y a pas d'apport calorifique latéral, tous les échanges se font suivant l'axe vertical.
- Il n'y a pas de déperdition vers le sol, c'est-à-dire que la neige ne lui fournit pas de calories (l'eau de fusion est supposée quitter le manteau à 0°C) ni de frigories (les ondes de froids n'atteignent pratiquement jamais le sol en accumulation normale, a fortiori pendant la fusion).

III.2. LES SOURCES DE CHALEURS

III.2.1. Rayonnement solaire ou de courte longueur d'onde

Ce sont en général les radiations dont la longueur d'onde est comprise entre 0.15 et 4μ , la moitié environ étant constituée par la lumière visible. On ne prendra évidemment que la part absorbée par la neige, le rapport de la quantité réfléchie à la quantité incidente (albedo) pouvant varier de 80 % pour de la neige fraîche à 40 % pour de la vieille neige à gros grain.

La répartition du rayonnement incident au cours de la journée suit une courbe régulière qui dépend de la latitude et de la date. Néanmoins, la présence de montagnes et de forêts crée des phénomènes d'ombre qui modifient cette répartition.

La pénétration des radiations, pour une couche homogène, peut s'exprimer par une loi exponentielle de la forme :

$$I_h = I_a e^{-k \cdot h}$$

I_h = rayonnement à la profondeur h en cm

k = coefficient d'extinction variant de 0.28 pour de la neige de densité 0.26, à 0.11 pour de la neige de densité 0.42 (cf. figure 5, plate 5-2 - Snow Hydrology).

Le fait que la majeure partie du rayonnement soit absorbée dans les 10 à 20 cm supérieurs de la couche justifiera l'hypothèse ultérieure qui considère quand même cet échange comme "superficiel".

III.2.2. Rayonnement atmosphérique. Rayonnement de grande longueur d'onde.

La neige, de par sa nature (milieu poreux très divisé) constitue un corps très voisin du corps noir, et par suite, émet dans le domaine des grandes longueurs d'onde 3μ à 80μ selon la loi de STEFAN :

$$RLW_s = \sigma \cdot T_s^4$$

σ constante de STEFAN
 T_s température de la surface en °K

Par contre, la neige reçoit le rayonnement de l'atmosphère et des nuages, qui, contrairement à la neige, ne rayonnent pas comme un corps noir.

a.- D'abord, par temps clair, le rayonnement dépend de la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air, et de sa répartition dans les différentes couches atmosphériques. Néanmoins, les couches atmosphériques de surface étant les plus perturbées, on utilisera à défaut de radiosondages en altitude des données mesurées au sol, par exemple e_a , tension de vapeur et T_a température de l'air, mesurées sous abri.

b.- Par temps nuageux, étant donné le pouvoir d'absorption de l'eau liquide, on peut, cette fois, supposer que les nuages rayonnent comme des corps noirs, en fonction de la température à leur base. Ainsi, par temps nuageux, si la base du nuage a une température supérieure à celle de la neige, la neige acquiert de la chaleur.

Comme, en général, on ne connaît pas la température du nuage, on utilise celle de

l'air sous abri et on introduit une fonction croissante de la nébulosité.

On verra, dans la suite, les problèmes posés par l'estimation de ces quantités.

III.2.3. Chaleur latente. Chaleur sensible

L'un des exposés les plus complets sur ce sujet est celui du Professeur LLIBOUTRY, qui rattache ces phénomènes à la théorie de Prandtl et met bien en évidence les hypothèses qu'elle implique. Nous nous contenterons pour les besoins de l'étude, d'un exposé plus sommaire.

a.- Rapport de BOWEN

Dans l'atmosphère, on peut considérer que l'on a affaire à des échanges turbulents, tels que, si une grandeur A n'a pas la même valeur partout, il se produit des transferts, le flux Q de cette quantité étant proportionnel à son gradient pour ce type de transferts.

On aura ainsi des transferts de quantité de mouvement, de chaleur sensible, et de masse. Si nous supposons une stratification horizontale, donc un gradient vertical, on a par exemple, pour un volume de 1 cm^3 , un flux de chaleur sensible :

$$Q_{\text{sens}} = \rho_a \cdot C_p \cdot K_s \cdot \frac{\partial T}{\partial z}$$

où z est la cote, K_s le coefficient d'échange turbulent pour la chaleur sensible, ρ_a et C_p la masse volumique et la capacité calorifique à pression constante de l'air.

De même, pour le transfert de masse :

$$E = K_L \cdot \frac{\partial m}{\partial z}$$

m étant la masse de vapeur d'eau par cm^3 .

La pression de vapeur d'eau dans l'air est :

$$e_a = \frac{m}{18} R \cdot T_a$$

$$\text{or } P_{\text{atm}} = \frac{\rho_a}{29} R \cdot T_a \quad \text{d'où} \quad e_a = \frac{m}{18} \times 29 \times \frac{P_{\text{atm}}}{\rho_a}$$

et, en exprimant m en fonction de e_a :

$$E = \rho_a \times K_L \times \frac{0.662}{P_{\text{atm}}} \times \frac{\partial e_a}{\partial z}$$

Et si nous supposons, avec BOWEN, que les coefficients d'échange sont les mêmes pour la chaleur et l'humidité, puisqu'il s'agit de processus similaires, nous obtenons :

$$\frac{Q_{\text{sens}}}{L \cdot E} = \frac{C_p \times P_{\text{atm}}}{0.622 \times L} \times \frac{\partial T}{\partial e} \quad L = \text{chaleur latente de vaporisation ou de sublimation.}$$

Nous prendrons ici :

$$\frac{Q_{\text{sens}}}{L \cdot E} = \frac{C_p \times P_{\text{atm}}}{0.622 \times L} \times \frac{T_a - T_s}{e_a - e_s}$$

plus connu sous le nom de rapport de BOWEN. On pose parfois $\gamma = \frac{C_p \times P_{\text{atm}}}{L \times 0.622}$.

b.- Calcul de l'évaporation

Pour l'instant donc, nous avons une expression du rapport entre chaleur latente et chaleur sensible, où les différentielles ont été remplacées par les écarts pour e et T car les profils sont à la fois plus stables que pour le vent et ont une courbure moins marquée.

Il faut maintenant calculer l'une au moins de ces quantités. Pour cela, on pourrait reprendre l'hypothèse de Prandtl qui conduit, pour un air adiabatique-ment neutre, à un profil de vent :

$$u = \frac{u_*}{k} \log \frac{z}{z_0} \quad u_* = \text{vitesse de frottement}$$

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \quad k = \text{constante de Karman}$$

$$\tau = \text{cisaillement des couches}$$

Dans ce cas, on a $\tau = \rho K_m \frac{\partial u}{\partial z}$, (le cisaillement pouvant être interprété comme un flux vertical de quantité de mouvement) et :

$$\tau = \rho K_m \frac{\partial u}{\partial z} \quad u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \quad u = \frac{u_*}{k} \log \frac{z}{z_0}$$

donnent : $K_m = k^2 z^2 \frac{\partial u}{\partial z}$

Si $E = - K_L \frac{\partial q}{\partial z}$ et que l'on suppose $K_m = K_L$, alors :

$$E = - k^2 z^2 \frac{\partial q}{\partial z} \times \frac{\partial u}{\partial z}$$

On peut d'ailleurs, au lieu d'une loi $\log \frac{z}{z_0}$ prendre d'autres expressions. Mais toutes nécessitent la détermination, à partir des profils de vent, de paramètres supplémentaires.

On va donc procéder différemment et estimer directement les transferts de masse par une relation empirique en supposant qu'ils se font selon le gradient de pression de vapeur, avec une intensité dépendant de la convection forcée, soit :

$$E = f(u) \times (e_s - e_a)$$

où $f(u)$ est une fonction empirique de la vitesse du vent, déduite de mesures d'évaporation d'une part, de gradients d'humidité d'autre part.

On prend généralement :

$$f(u) = k_1 \times u_1$$

ou

$$f(u) = k_{11} + k_{12} u_1$$

où u_1 est la vitesse du vent au niveau 1, k_1 , k_{11} et k_{12} des constantes.

Des échanges de vapeur ainsi calculés, on déduit, par le rapport de BOWEN, les échanges de chaleur sensible.

c.- Profils de vent

Les profils de vent ne seront plus utilisés que pour transposer une estimation de k_1 , déduite de mesures de vent au niveau 1, au niveau 10 m que nous avons choisi. On utilisera pour cela soit la loi logarithmique, soit une loi puissance si les auteurs le précisent.

Néanmoins, dans le domaine qui nous intéresse, ces différentes lois fournissent des valeurs voisines, ce qui n'est pas le cas lorsqu'on les extrapole pour en tirer des paramètres de rugosité.

d.- Remarques

Cette façon de procéder comporte un certain nombre de lacunes :

1. Elle néglige la convection libre, ce qui est sans importance dans notre cas.
2. L'égalité $K_m = K_L = K_S$ n'est vraie que pour une atmosphère stable. Ces quantités dépendent en fait du nombre de RICHARDSON :

$$R_i = \frac{g}{T} \times \frac{\frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2}$$

où $\theta = T - 273 + \Gamma z$ température potentielle. Ce nombre devient négatif quand l'atmosphère est instable et les valeurs de K_m , K_L et K_S ne sont à peu près égales que pour $-0,03 < R_i < +0,08$.

III.2.4. Chaleur des précipitations

Si T_p est la température de la précipitation P, celle-ci peut fournir :

$$C \times P \times (T_p - T_s)$$

où C est la capacité calorifique de la glace ou de l'eau selon le type de précipitation.

De plus, si on a une précipitation liquide, elle peut regeler en fournissant sa chaleur de fusion :

$$Q_L = P_L \times L_F \quad L_F = \text{chaleur latente de fusion.}$$

III.2.5. Conduction

C'est encore un phénomène assez mal connu, puisque la transmission de la chaleur à l'intérieur du manteau est assurée par :

- . la conduction solide de la glace,
- . la circulation de l'air à travers les pores;

ainsi que par le rayonnement et la distillation entre grains, de l'énergie pouvant être utilisée pour des changements de structure cristalline.

Généralement, on ne considère que la conduction proportionnelle au gradient de température, c'est-à-dire :

$$Q_C = -K \times \frac{\partial T}{\partial z} dt$$

flux de chaleur par cm^2 pendant dt .

Différentes formules, établies en supposant cette théorie vraie et en l'appliquant à des mesures de températures, permettent de relier K généralement à la densité. On peut raisonnablement supposer qu'elles intègrent une part des phénomènes secondaires.

Néanmoins, YOSIDA et YEN ont montré que les échanges de vapeur à l'intérieur du manteau pouvaient représenter 15 à 25 % des échanges internes, voire jusqu'à 35 % quand la densité est faible.

Toutefois, la prise en compte de tels phénomènes supposerait la connaissance de paramètres internes du manteau qui ne sont pas disponibles ici, et le sont rarement par ailleurs.

III.3. TRANSMISSION DE L'EAU DANS LA NEIGE

III.3.1. Théorie

Nous allons résumer rapidement ici la théorie présentée par COLBECK, qui a l'avantage de correspondre relativement bien à la réalité.

a) Mise en équation

Elle se limite au cas d'un manteau isotherme, et on considère le phénomène comme l'écoulement dans un milieu poreux avec deux fluides en présence :

- . l'air
- et l'eau.

On peut donc appliquer la loi de Darcy à chaque phase :

$$u_a = -\frac{k_a}{\mu_a} \left(\frac{\partial P_a}{\partial z} - \rho_a g \right) \quad u_w = -\frac{k_w}{\mu_w} \left(\frac{\partial P_w}{\partial z} - \rho_w g \right)$$

Avec : k_a perméabilité à l'air
 k_w perméabilité à l'eau
 k perméabilité totale.

On peut admettre $k_a \neq k_w$.

La pression capillaire entre les 2 phases est : $P_c = P_a - P_w$.

D'où :

$$u_w = \frac{k_w}{\mu_w} \times \frac{\partial P_c}{\partial z} + \rho_w g \frac{k_w}{\mu_w}$$

P_c variant avec la saturation et la porosité :

$$\frac{\partial P_c}{\partial z} = \frac{\partial P_c}{\partial S_w} \times \frac{\partial S_w}{\partial z} + \frac{\partial P_c}{\partial \phi} \times \frac{\partial \phi}{\partial z}$$

Si on suppose un profil de porosité linéaire :

$$\phi = \phi_0 + cz$$

$$u_w = \frac{k_w}{\mu_w} \times \left(\frac{\partial P_c}{\partial S_w} \times \frac{\partial S_w}{\partial z} + c \frac{\partial P_c}{\partial \phi} + \rho_w g \right)$$

Généralement, les deux premiers termes sont négligeables devant le troisième d'où :

$$u_w = \frac{\rho_w g}{\mu_w} \times k_w$$

k_w dépend de la saturation de la phase liquide, et devient nulle quand celle-ci atteint S_{wi} correspondant au film capillaire. On prendra donc :

$$S^* = S_w - S_{wi},$$

partie active, et :

$$\frac{k_w}{k} = S^{*n}$$

avec $n = 2$ pour la neige.

La perméabilité totale (c'est-à-dire d'une phase saturée) est elle-même fonction de la porosité ϕ :

$$k = a e^{b\phi} \quad (\text{d'après KUROIVA})$$

d'où :

$$k_w = a e^{b\phi} S^{*2}$$

ce qui donne pour u_w :

$$u_w = \alpha a e^{b\phi} S^{*2}$$

Les variables S_w et u_w dépendent de z et de t .

Elles doivent vérifier de plus l'équation de continuité qui s'écrit ici :

$$\frac{\partial u_w}{\partial z} + \phi \frac{\partial S^*}{\partial t} = 0$$

$$2 a \alpha e^{b\phi} S^* \frac{\partial S^*}{\partial z} + \phi \frac{\partial S^*}{\partial t} = - a b \alpha e^{+b\phi} S^{*2} \frac{\partial \phi}{\partial z}$$

qui s'intègre si on connaît $\phi(z)$, par exemple linéaire.

On pourrait écrire la même équation pour $u_w(z, t)$.

b) Solutions

COLBECK propose ensuite une solution qui suppose un apport périodique comme condition à la surface, compte tenu de ce que tout apport peut être décomposé en série de FOURIER.

Il met en évidence le fait que la vitesse de percolation est proportionnelle à l'amplitude du flux entrant.

Cette approche, cependant, est assez peu concevable pour nous car le calcul de l'onde de surface, sa décomposition en séries de FOURIER, et son intégration constitueraient un programme assez volumineux. De plus, on ne connaît pas la profil $\phi(z)$, ni les valeurs exactes des paramètres pour une neige hétérogène. On devra donc se contenter d'une schématisation beaucoup plus grossière.

III.4. CONCEPTION DU MODELE

Après cette description détaillée des divers phénomènes physiques mis en cause, il faut maintenant donner le schéma retenu pour les représenter. Nous le décomposerons en deux grandes parties :

III.4.1. Le bilan énergétique

.1. Décomposition du système

Nous allons décomposer le système en deux parties :

- Une couche superficielle, supposée suffisamment faible en épaisseur pour que son inertie thermique soit nulle (pas d'accumulation de frigories).
- Un manteau, considéré comme un accumulateur de frigories (nous ne parlons que des frigories susceptibles d'être accumulées par capacité calorifique, non de celles immobilisées par la chaleur latente de l'eau sous forme de glace qui constitue ce manteau).

Si nous ajoutons les hypothèses suivantes :

- Echanges à l'interface sol-neige relativement constants et faibles (c'est-à-dire pas de regel du sol pendant l'enneigement, ce qui est le cas général)
- L'eau de pluie libère les calories qu'elle contient dans les premiers centimètres de la surface.

on peut alors considérer que tous les échanges se font entre l'atmosphère et la couche de surface, et entre celle-ci et le manteau. On peut d'ailleurs admettre que les échanges de la surface vers le manteau se limitent à un apport de frigories si la surface se refroidit.

Dans le cas d'un manteau contenant des frigories, on supposera qu'il ne peut les transmettre vers la surface, mais que celle-ci, se réchauffant, fournit une lame d'eau qui ira regeler dans le manteau et consommer tout ou partie de ces frigories.

Naturellement, les lames d'eau de fusion apparaissent dans la couche de surface, et percolent dans le manteau en restant à 0°C.

On voit donc que ces hypothèses nécessitent une "couche de surface" d'épaisseur "faible", ce qui est généralement le cas. En effet, excepté pour le rayonnement solaire, tous les échanges sont superficiels. Quand à celui-ci, sa pénétration n'est forte que pour les densités superficielles importantes, or celles-ci caractérisent la fin de la fusion, où le manteau est généralement isotherme, l'épaisseur de la "couche de surface" étant alors sans importance, la conduction n'entrant plus en ligne de compte.

.2. Modèle du bilan thermique

On peut alors considérer cette couche de surface comme un système thermodynamique isolé, qui, vu sa capacité thermique supposée nulle, vérifie :

$$\sum \text{quantités de chaleur échangées avec l'extérieur} = 0.$$

Si nous appelons :

- . Q_R le rayonnement absorbé, c'est-à-dire le rayonnement solaire, plus le rayonnement de grande longueur d'onde, reçu de l'atmosphère, moins celui émis par la neige. Ce dernier dépend d'ailleurs de T_S , la température en surface.
 - . $Q_{Lat} = f(u) \cdot (e_a - e_s)$ qui dépend de T_S par e_s si on prend pour celle-ci la vapeur saturante de l'eau à la température T_S .
 - . $Q_{Sens} = B \times f(u) (T_a - T_S)$ où $B = \gamma \cdot L$ est le rapport de BOWEN. Elle dépend aussi de T_S .
 - . $Q_P = P \times (C_w \text{ ou } C_s) \times T_P$ où P est la précipitation.
 - . Q_C = chaleur cédée par conduction de la surface vers le manteau, qui dépend aussi de la température en surface.
 - . Q_{Font} = quantité de chaleur disponible pour la fusion quand le bilan est positif.
- L'équilibre s'écrit alors sous deux formes.

$$T_S < 0^\circ\text{C} :$$

$$Q_R(T_S) + Q_{Lat}(T_S) + Q_{Sens}(T_S) + Q_P + Q_C(T_S) = 0$$

et on a donc une équation qui ne dépend que de T_S . Cette valeur fluctue selon les autres paramètres de ces fonctions (vent, T_a , e_a , rayonnement solaire) avec cependant l'impossibilité de dépasser 0°C car alors il y a un changement d'état à température constante susceptible d'absorber Q_{Font} .

$$T_S = 0^\circ\text{C} :$$

$$Q_R(0) + Q_{Lat}(0) + Q_{Sens}(0) + Q_P + Q_{Font} = 0$$

En effet, les échanges vers le manteau, ou bien sont nuls s'il se trouve lui-même à 0°C, ou bien s'effectuent sous forme de chaleur latente de fusion si on admet qu'ils se limitent surtout au regel d'eau de fusion superficielle.

Dans le premier cas, cependant, il importe d'extraire T_S de l'équation implicite. La méthode utilisée, qui consiste à linéariser toutes les fonctions de T_S dans un petit intervalle, a été proposée pour la première fois par E.A. ANDERSON (1968 - réf. citée).

.3. Calcul de T_S

$$Q_R(T_S) = R_{SW} + R_{LWA} - \sigma \cdot T_S^4$$

avec R_{SW} = rayonnement absorbé de courte longueur d'onde (mesurée)

R_{LWA} = rayonnement atmosphérique (estimé)

il suffit donc de linéariser $\sigma \cdot T_S^4$ au voisinage de 273° K, soit en °C :

$$\sigma \cdot (T_S + 273)^4 = a + b \cdot T_S$$

$$Q_{Lat}(T_S) = L \times f(u) \times (e_a - e_s) \quad \text{là aussi nous avons linéarisé :}$$

$$e_s = p + q \cdot T_S \quad e_a = (r + s \cdot T_a) \cdot H_a \quad H_a = \text{humidité relative de l'air}$$

$$Q_{Sens}(T_S) = \gamma \cdot L \cdot f(u) \cdot (T_a - T_S) \quad \text{est linéaire en } T_S.$$

$Q_C(T_S) = \dots$ là se pose un problème, car le phénomène est régi par des équations assez complexes.

Néanmoins, si on simplifie, on peut considérer que, pendant un pas de temps Δt donné, on a contact entre un milieu de température constante T_S , et un milieu infini, ici le manteau, à une température initiale T_M . On sait alors que :

$$Q_C(T_S) = \text{constante} \times (T_S - T_M) \times \sqrt{\Delta t}$$

linéaire encore en T_S .

Cette approximation est valable dans un cas, celui d'une onde de froid sur un manteau isotherme à 0°C . Elle devient très discutable durant les ondes de froid prolongées, mais, on l'a vu, le principe du transfert par conduction est lui aussi erroné dans ce cas ...

On se ramène donc à l'équation :

$$\begin{aligned} R_{SW} + R_{LWA} - a - b \cdot T_S + L \cdot f(u) (e_a - p - q \cdot T_S) \\ + \gamma \cdot L \cdot f(u) \cdot (T_a - T_S) + \text{Cste}(T_S - T_M) \cdot \sqrt{\Delta t} = 0 \end{aligned}$$

d'où il suffit d'extraire T_S :

$$T_S = \frac{R_{SW} + R_{LWA} - a + L \cdot f(u) \cdot (e_a - p) + \gamma \cdot L \cdot f(u) \cdot T_a + \text{Cste} \times T_M \times \sqrt{\Delta t}}{b + L \cdot f(u) \cdot q + \gamma \cdot L \cdot f(u) + \text{Cste} \times \sqrt{\Delta t}}$$

.4. Remarques

On peut se poser le problème, dans le cas où le manteau accumule du froid, de savoir si cette accumulation a une limite.

On peut considérer que la limite inférieure consiste en un profil de température linéaire depuis la surface jusqu'au sol où on suppose une température constante et égale à 0°C . Mais l'eau liquide présente dans le manteau (soit en transit, soit retenue par capillarité) peut avoir un rôle important à jouer (cf. POGGI).

Une fois cette limite atteinte, on peut supposer les échanges nuls en direction du manteau et calculer T_S en faisant $Q_C(T_S) = 0$, donc dans la formule ci-dessus : Constante = 0.

III.4.2. La percolation de l'eau liquide

Un problème se pose ici, à savoir la présence de deux milieux poreux différents : la neige et le remplissage en gravier du lysimètre, censé représenter le terrain naturel. Tous deux introduisent un délai dans l'écoulement, mais il est assez difficile de séparer leurs effets. On a considéré :

- . que la capacité de rétention de la neige était constante et comprise entre 2 et 4 % de la valeur en eau du manteau.

- . que l'onde de fusion se propageait dans le manteau avec une vitesse constante, donc parvenait au sol avec un retard TR , fonction de la hauteur H .
- . ensuite, que cette lame se ressuyait en raison de $R\%$ par pas de temps, R dépendant également de la hauteur traversée.

En fait, DEWALLE a montré que ce ressuyage est aussi fonction du flux entrant, donc de t , et ce n'est qu'une schématisation de poser $R(H,t) = R(H)$, (cf. paragraphe V.3.2.).

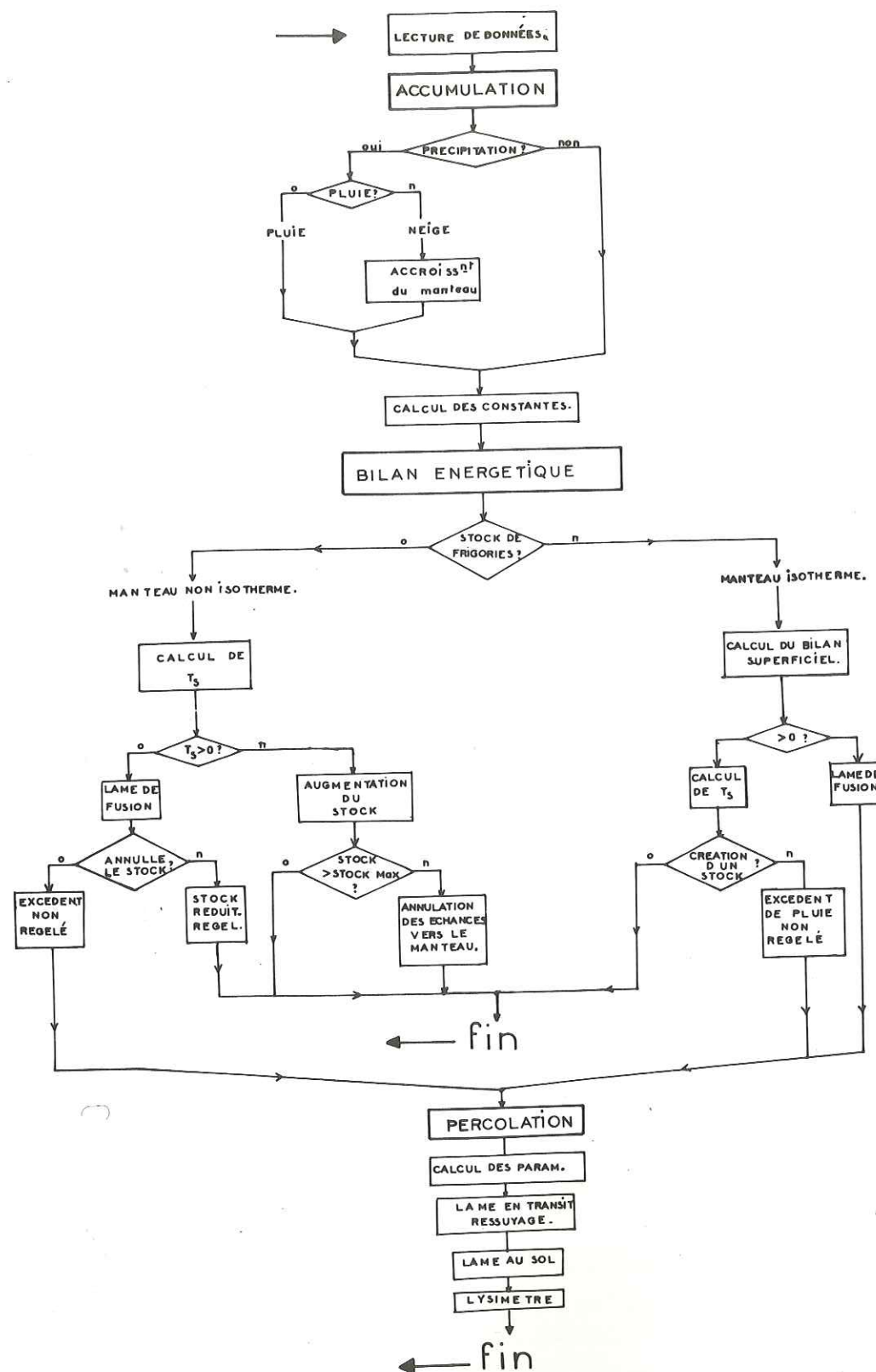
- . enfin, pour représenter la percolation à travers le lysimètre, en général non saturé, mais dont les caractéristiques sont à peu près identiques pour chaque onde journalière de fusion, on va imposer une fonction de ressuyage λ exprimant qu'au bout du temps t , la partie écoulée de la lame entrée à $t = 0$ dans le lysimètre est $\lambda(t)$.

Il est évident que la percolation est un des points faibles du modèle et que $R(H)$ et λ ne seront probablement pas indépendantes, mais il est difficile de faire mieux sans données supplémentaires.

III.4.3. Organigramme

Cette schématisation se résume finalement dans l'organigramme suivant, conçu pour envisager tous les cas physiquement possibles.

On le lira aisément en se rappelant que les losanges correspondent à des tests, les rectangles à des fonctions. Le détail de ces fonctions peut se retrouver très facilement dans le listing du programme fourni en annexe. Un certain nombre seront étudiées dans le chapitre suivant.



- Organigramme -

CHAPITRE IV

ESTIMATIONS ET APPROXIMATIONS

Dans ce chapitre, nous abordons un problème assez particulier à la technique des modèles : le choix des formules d'estimation pour les variables non mesurées ou pour les processus schématisés par une relation simple.

En général on cherche dans la bibliographie une formule n'utilisant que les données dont on dispose, ou bien, à l'aide de quelques mesures, on met au point une loi particulière.

IV.1. RAYONNEMENT ATMOSPHERIQUE

Les premiers essais effectués sur le modèle ont montré l'importance du rayonnement atmosphérique sur la fusion. On a donc approfondi la recherche de formules susceptibles de le représenter correctement.

IV.1.1. Formules du type "Brunt" et Berlianda

La première formule utilisée était du type :

$$R_{LWA} = \sigma \cdot T_a^4 \cdot e_k \cdot (c + d \cdot \sqrt{e_a})$$

e_a = tension de vapeur de l'air en millibar

R_{LWA} = rayonnement atmosphérique en langley

c et d sont des coefficients.

Leurs valeurs, compilées dans "Snow Hydrology", s'échelonnent entre :

c	d
0.43	0.082
0.68	0.038

Néanmoins, ces formules sont uniquement appropriées aux journées de beau temps, car le terme $b \cdot \sqrt{e_a}$ ne tient pas compte de la nébulosité mais seulement de l'écran créé par la vapeur d'eau dans une atmosphère transparente.

La présence de nuages constitue un phénomène différent car il s'agit d'un corps présentant une surface de réflexion, la base du nuage, et qui rayonne à sa propre température. En fait, la présence de nuages correspond souvent à des situations perturbées où la stratification de l'atmosphère est moins marquée, et les types de nuages qui rayonnent le plus ont souvent une altitude assez faible, donc leur température ne diffère pas beaucoup de la température de l'air au sol.

On a donc utilisé la formule de BERLIANDA proposée par LLIBOUTRY :

$$R_{LWA} = \sigma \cdot T_{a \cdot K}^4 (0.61 + 0.39 \times k N^2 + 0.05 \sqrt{e_a} (1 - k N^2))$$

N = nébulosité exprimée en fraction de la couverture céleste

k = coefficients dépendant du type de nuage, codé de façon standard :

	C _i	C _s	A _s	S _c	S _t
k	0.04	0.08	0.17	0.20	0.24

Néanmoins, elle donne des valeurs un peu faibles dans le cas où l'on est pratiquement "dans" le nuage, cas fréquent à 1350 m, et qui est souvent concomitant à des précipitations. D'où, en cas de précipitations, on prendra (cf. plus loin VII.2.1)

$$\sigma \cdot T_{a \cdot K}^4$$

avec les erreurs que cela implique quand il y a précipitation avec un plafond élevé. Cette modification a apporté une nette amélioration.

On remarquera cependant que ces formules nécessitent la donnée de la nébulosité, qui ne fait pas l'objet d'une observation détaillée.

IV.1.2. Formule d'Anderson et Baker

Une troisième formule permettant d'estimer le rayonnement atmosphérique a été établie à partir des données de 4 stations des Etats-Unis, et testée sur 6

autres, avec une bonne précision. On peut la résumer ainsi :

$$R_{LWA} = \sigma \cdot (T_a + 273)^4 - \left\{ 228 + 11,16 \cdot (\sqrt{e_{sat}} - \sqrt{e_a}) - A \right\} \cdot \left(\frac{R_{SW}}{R_{SWM}} \right)^n$$

T_a = température de l'air °C

e_{sat} = tension de vapeur saturante dans l'air à T_a

e_a = tension de vapeur effective dans l'air

R_{SW} = rayonnement global (direct + diffus) incident

R_{SWM} = rayonnement global maximal susceptible d'être observé ce jour-là

A = terme d'ajustement de la station

n = exposant (valeur proposée : 2).

Il importe de déterminer A et R_{SWM}.

. Détermination de R_{SWM}

E.A. ANDERSON propose, ou bien d'utiliser une table du rayonnement théorique en fonction de la latitude, de l'altitude, et de la date, ou bien d'utiliser les données observées.

Naturellement, après l'étude du chapitre II, cette solution semble préférable. Comme, de plus, on se limite à la période de fusion, on prend :

$$Y = 3 \cdot X + 272$$

Y = rayonnement maximal en langley au jour X à compter du 1er mars.

. Détermination de A

A peut être défini comme un terme d'ajustement caractéristique de la station. Il tient compte de la différence entre le profil de température en altitude au droit de la station (profil moyen à long terme) et un profil théorique ou standard. On aurait pu le déterminer exactement, mais le radio-sondage le plus proche est effectué à Lyon et n'est guère représentatif de ce qui se passe à la verticale du Col de Porte, au moins pour certains types de situations.

On a donc procédé comme suit :

- par temps clair, la nébulosité est nulle donc les erreurs sur N, k et le rayonnement deviennent inexistantes, le rapport R_{SW}/R_{SWM} étant égal à 1 ;
- comme le montre "Snow Hydrology", dans le domaine de variation relativement limité pour e_a, le rapport : $R_{LWA} / \sigma \cdot T_{a \cdot K}^4$, reste à peu près constant et égal à 0.75.

C'est d'ailleurs vrai pour la formule de BERLIANDA. On a donc calculé A pour qu'il en soit ainsi, c'est-à-dire qu'on a déterminé A pour que par temps clair, les deux formules fournissent des valeurs égales en moyenne. On a donc pris 11 journées de ciel clair en 1968 et 1969, pendant la fusion, et effectué la régression :

$$\text{valeur (Anderson)} = f(\text{valeur (Berlianda)}) ,$$

soit :

$$R_{LWA}(\text{And}) = 0.935 \cdot R_{LWA}(\text{Ber}) - 8.6$$

coefficient de corrélation = 0.989 n = 11.

Si on cherche A tel que, en moyenne :

$$\overline{R_{LWA}(\text{And}) + A} = \overline{R_{LWA}(\text{Berl})}$$

on trouve : A = 43.

Comme ANDERSON a constaté que :

$$A = 5 \times (T_{\text{air en alt. avec profil standard}} - T_{\text{air en alt. avec profil réel}})$$

cela correspondrait à un écart de 8°C environ, mais rien ne permet d'en conclure qu'il en est ainsi, puisque cela découle uniquement du souci d'avoir des valeurs homogènes par temps clair pour les deux formules.

IV.1.3. Comparaison des deux formules

On a cherché à comparer les valeurs générées par ces deux formules différentes. On a donc calculé le rayonnement atmosphérique de 3h en 3h et mesuré la corrélation entre valeurs journalières, d'où :

1968	n = 34	R = 0.28	
1969	n = 64	R = 0.71	(fig.4)

On peut donc se demander quelle est la formule à employer pour s'approcher au mieux de la réalité.

La condition : A tel que les valeurs calculées par temps clair soient les mêmes pour l'une et l'autre formule, pourrait être remplacée par A tel que les valeurs calculées soient égales en moyenne. Mais de toute façon, il semble que les valeurs d'ANDERSON ont une valeur moindre durant les épisodes de forte nébulosité.

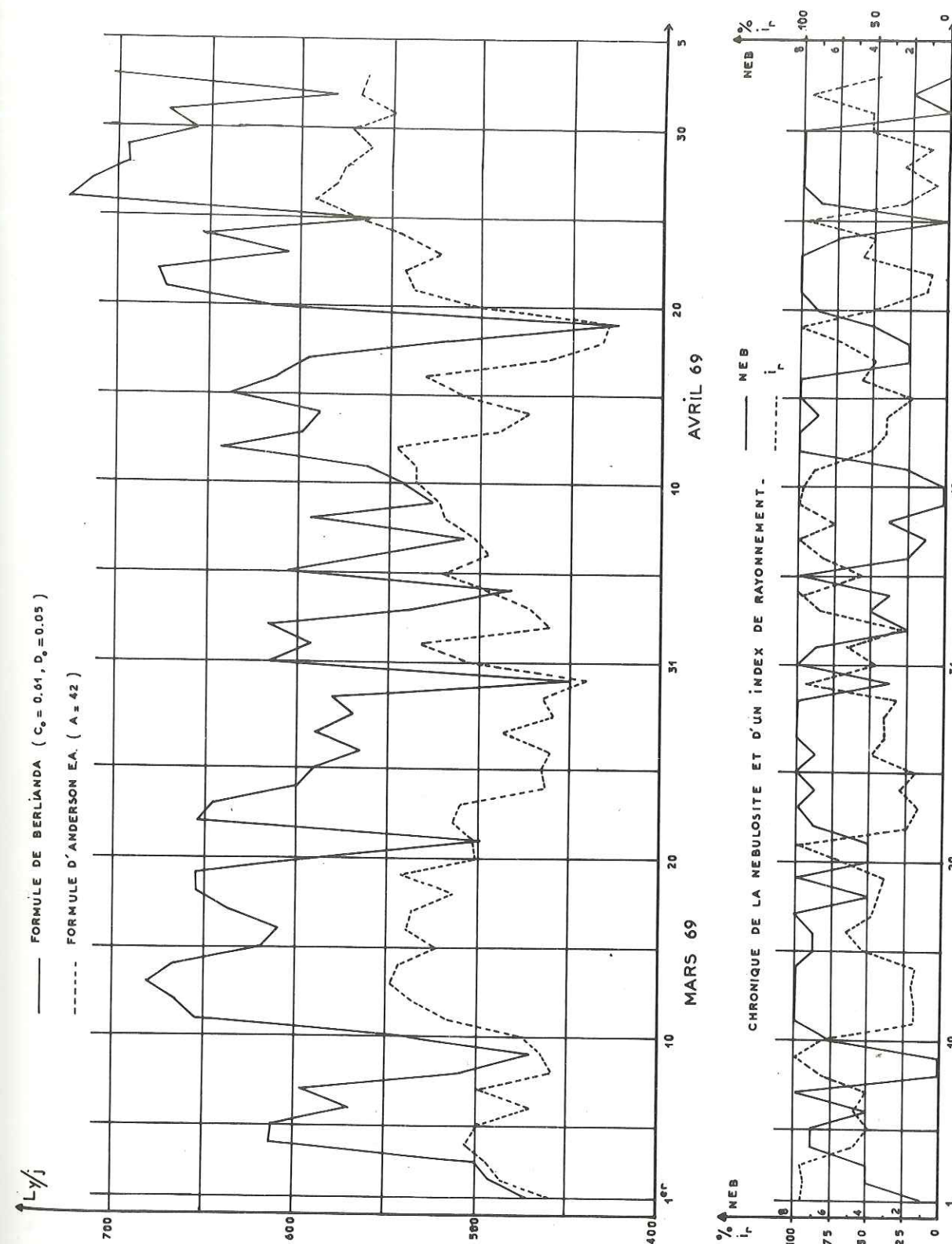


Figure 4

Or les deux formules fluctuent entre :

- . les mêmes valeurs par ciel clair
- . le même maximum par temps couvert $\sigma \cdot T_a^4$ °K

C'est donc la fonction qui les relie qui est en cause, à savoir :

$$\left(\frac{R_{SW}}{R_{SWM}}\right)^2$$

En effet, celle-ci atteint rarement 0, alors que la nébulosité est parfois de 8/8. On considérera donc éventuellement PR comme un paramètre et on prendra :

$$\left(\frac{R_{SW}}{R_{SWM}}\right)^{PR} \text{ avec PR de 1 à 2.}$$

On peut de plus considérer :

- . que l'observation de la nébulosité est beaucoup plus subjective que la mesure du rayonnement ;
- . mais que le rayonnement ne tient pas compte de la nébulosité nocturne et peut être influencé par des réflexions si le ciel est partiellement couvert.

IV.2. FORMULES D'EVAPORATION-CONDENSATION

Comme nous l'avons dit auparavant, on se limitera à des formules de la forme :

$E = \text{fonction (vent)} \times (e_a - e_s)$ avec fonction de vent :

$$f(u) = k_1 u \text{ ou } k_{11} + k_{12} \cdot u$$

On les identifiera par le nom de leur auteur.

IV.2.1. ANDERSON E.A.

$$E_{\text{inch}} = 61.10^{-4} \times u \text{ miles parcourus} \times \Delta e_{\text{inch Hg}}$$

d'où :

$$\frac{E_{\text{mm}}}{25,4} = 61.10^{-4} \times \frac{\Delta e_{\text{mb}}}{33.7} \times u \text{ miles parcourus}$$

en effet :

$$1 \text{ atm} = 760 \text{ mm Hg} \quad 30 \text{ inch Hg} = 1010 \text{ mb.}$$

Quant au chemin parcouru, si l'on prend une base de temps de 3h, pendant laquelle le vent donne n impulsions sur l'anémomètre, on a, avec 1 impulsion par 30 m :

$$n \times 30 \text{ m} \quad \text{d'où} \quad \frac{n \times 30}{1610} \text{ miles}$$

Variation de poids. ΔP

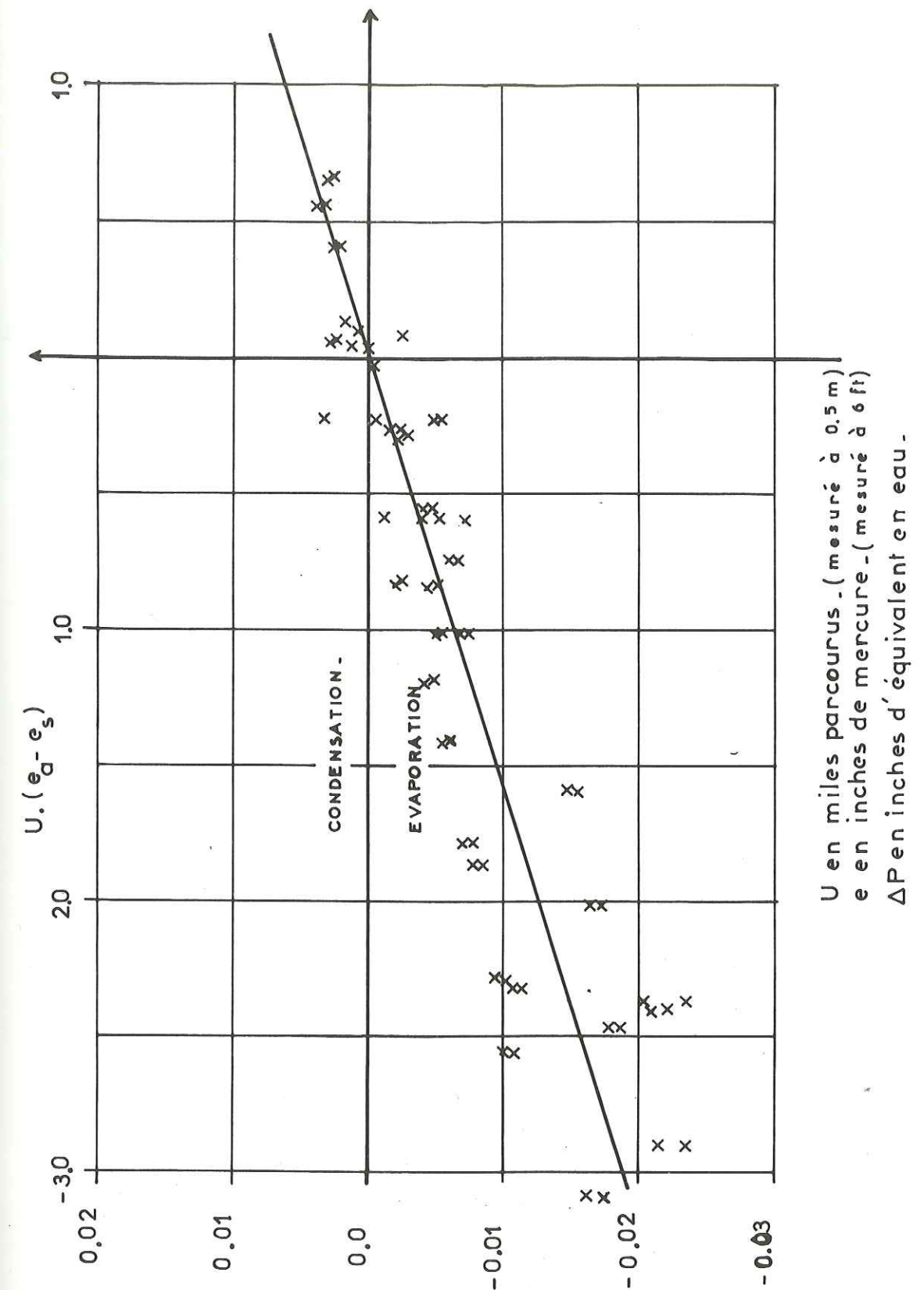


Figure 5

$$E_{mm/3h} = \frac{61.10^{-4} \times 25,4 \times 3}{33,7 \times 161} \times n/3h \times \Delta e_{mb}$$

$$E_{mm/3h} = 0.86 \times 10^{-4} \times n/3h \times \Delta e_{mb}$$

Ces valeurs ont été obtenues pour :

u mesuré à 0.5 m du sol

e_a mesuré à 6 ft du sol.

La valeur de e_a étant déduite de l'humidité relative mesurée à 2 m de la surface neige, nous ne ferons pas de correction, par contre, le vent étant pris à 10 m, nous proposerons, en supposant que les vents à deux niveaux différents sont dans le rapport des logarithmes de ces niveaux exprimés en cm :

$$\frac{u_{0.5}}{u_{10}} = \frac{1.7}{3} = 0.565$$

$$K_1 = 0,50 \times 10^{-4}$$

$$E_{mm/3h} = K_1 \times n_{impulsions/3h} \times \Delta e_{mb}$$

IV.2.2. KUZMIN

KUZMIN propose une formule initialement conçue pour une base de temps mensuelle. Néanmoins elle peut être utilisée sur des intervalles de temps plus courts. Elle n'a pas été étalonnée uniquement sur de la neige.

$$E_{mm/j} = 0,15 (1 + 0,72 u_{m/s}) \cdot \Delta e_{mb}$$

$$E_{mm/3h} = \frac{0,15}{8} (1 + 0,72 \times \frac{n}{360}) \cdot \Delta e_{mb}$$

car $u_{m/s} = \frac{n \times 30}{3 \times 3600}$ si n = impulsions / 3h

$$E_{mm/3h} = \frac{0,15}{8} (1 + 2.10^{-3} \times n) \Delta e_{mb}$$

$$E_{mm/3h} = (\frac{0,15}{8} + \frac{3}{8} \cdot 10^{-4} n) \Delta e_{mb}$$

$$= (0,0187 + 0,375 \cdot 10^{-4} n) \Delta e_{mb}$$

comme la formule initiale utilise le vent à 2m, on prendra :

$$E_{mm/3h} = (0,019 + 0,29 \cdot 10^{-4} n) \Delta e_{mb}$$

Cette formule a l'avantage de fournir une valeur même par vent nul.

IV.2.3. Formule du Lac Heffner

$$E_{cm/3h} = 6.25 \cdot 10^{-4} \times u_{noeuds} \times \Delta e_{mb}$$

cette formule étant valable au-dessus d'une surface d'eau :

$$E_{mm/3h} = 6.25 \cdot 10^{-3} \frac{n}{180} \times \Delta e_{mb}$$

en effet 1 noeud $\neq$ 0,5 m/s

$$u_{noeuds} \neq 2.0 \frac{m}{s} = 2 \frac{n \times 30}{3 \times 3600} = \frac{n}{180}$$

avec n impulsions par 3 h.

D'où :

$$E_{mm/3h} = 0,35 \cdot 10^{-4} \cdot n \cdot \Delta e_{mb}$$

Cette formule utilisait le vent à 8 m. On ne fera donc pas de correction, et on appréciera l'homogénéité avec les précédentes.

IV.2.4. ROCHE

$$E_{mm/j} = 0.36 (1 + 0,58 u_{m/s}) \times \Delta e_{mb}$$

Cela donne :

$$E_{mm/3h} = (0,045 + 0,72 \cdot 10^{-4} n) \Delta e_{mb}$$

ces valeurs sont sensiblement plus fortes que celles de KUZMIN. ROCHE ne donne pas la hauteur à laquelle le vent est mesuré, de plus cette formule s'applique à un bac d'évaporation qui peut recevoir de la chaleur latéralement.

IV.2.5. Snow Hydrology

On admet cette fois, que le profil de vent est une loi en puissance 1/6 pour des hauteurs mesurées en pied.

$$E_{inch/j} = \frac{k'e}{8,5} \times (z_a \cdot z_b)^{-1/6} \times \Delta e_{mb} \times u_{mph}$$

avec z_a = hauteur de la mesure d'humidité = 1,5 m $\neq$ 5 ft

z_b = hauteur de la mesure de vent = 10 m $\neq$ 33 ft

$$E_{\text{inch}/3h} = \frac{k'e}{8,5 \times 8 \times (5 \times 33)^{1/6} \times U_{\text{mph}}} \times \Delta e_{\text{mb}}$$

$$(5 \times 33)^{1/6} = 2,34$$

$$\text{en 1h : parcours} = \frac{n \times 30}{3} \text{ m} = \frac{n \times 30}{3 \times 1610} \text{ miles}$$

$$E_{\text{inch}/3h} = \frac{E_{\text{mm}/3h}}{25,4} = \frac{k'e}{8 \times 8,5 \times 2,34 \times 161} \times n \times \Delta e_{\text{mb}}$$

On en tire :

$$K_1 = \frac{25,4}{19,9 \times 8 \times 161} \quad k'e = \frac{1,27}{1,288} \cdot 10^{-3} \quad k'e$$

soit approximativement $K_1 \neq 10^{-3} k'e$.

Or, Snow Hydrology propose pour $k'e$:

$$\begin{array}{ll} k'e = 0,054 & \text{au CSSL (Californie)} \\ 0,077 & \text{au Weissfluhjoch (Suisse)} \end{array} \quad \text{d'où} \quad \begin{array}{l} K_1 = 0,54 \cdot 10^{-4} \\ 0,77 \cdot 10^{-4} \end{array}$$

Remarque -

En faisant l'hypothèse profil en puissance 1/6 (pour z en ft) on trouve $0,54 \cdot 10^{-4}$, or, la formule d'Anderson, que nous corrigeons en supposant un profil logarithmique, et qui a été testée sur ces mêmes valeurs du CSSL, donne 0.50. On voit que les hypothèses sur le profil ne sont pas trop importantes.

IV.2.6. Conclusions

Nous prendrons donc :

$$E_{\text{mm}/3h} = K_1 \times n_{\text{imp}/3h} \times \Delta e_{\text{mb}}$$

avec $K_1 = 0.5 \cdot 10^{-4}$ en lui tolérant une fluctuation de 50 %;

ou encore :

$$E_{\text{mm}/3h} = (0,02 + 0,3 \cdot 10^{-4} n) \cdot \Delta e_{\text{mb}}$$

avec la même tolérance.

On voit que les formules dérivées de mesures sur neige sont assez homogènes entre elles.

Une étude aussi longue se justifie sans doute, ne serait-ce que pour montrer l'importance des unités et des conditions de mesures ... On a trouvé dans la bibliographie un cas où l'erreur était d'un facteur 10....

De plus, vu les fluctuations observées, il est inutile d'envisager des corrections très fines (profils de vent plus fins, variation de la pression atmosphérique avec l'altitude, etc ...).

Remarque -

On ne fait pas non plus de correction pour e_a car le profil de tension de vapeur ne varie guère au-dessus de 1 m et les formules sont généralement obtenues pour des mesures d'humidité ou de T_d à 1,5 ou 2 m du sol.

IV.3. LA PERCOLATION

On peut la décomposer en :

IV.3.1. Propagation de l'onde de fusion selon la formule :

$$TR = T_{RH} \times H$$

où TR est le temps de retard après lequel l'onde de fusion parvient au sol et H la hauteur à traverser.

IV.3.2. Ressuyage

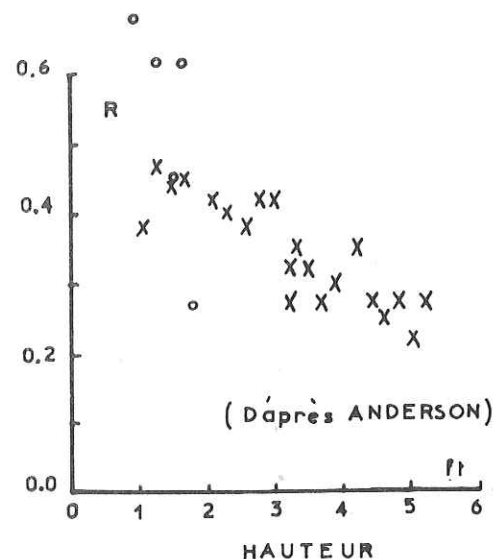
On a supposé qu'à chaque heure, un certain pourcentage R de la lame d'eau au sol se ressuyait, ce pourcentage ne dépendant que de la hauteur de neige. En effet, l'"étalement de l'onde", derrière le front assez marqué qu'elle présente, est fonction de la hauteur de neige traversée.

En fait, comme l'ont montré DEWALLE et MEIMAN, cette approximation n'est valable qu'en moyenne, car R est proportionnel à la lame d'eau en transit (cf. courbes, fig.6).

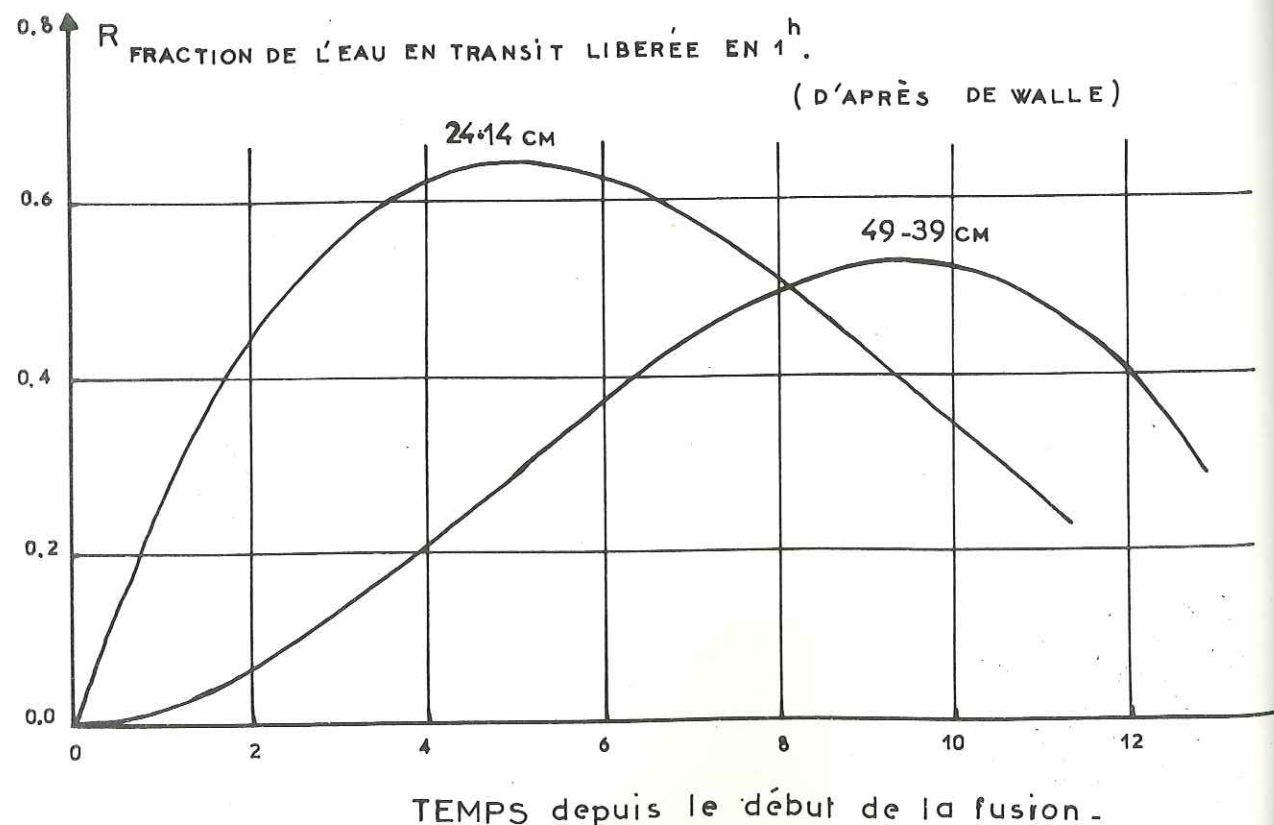
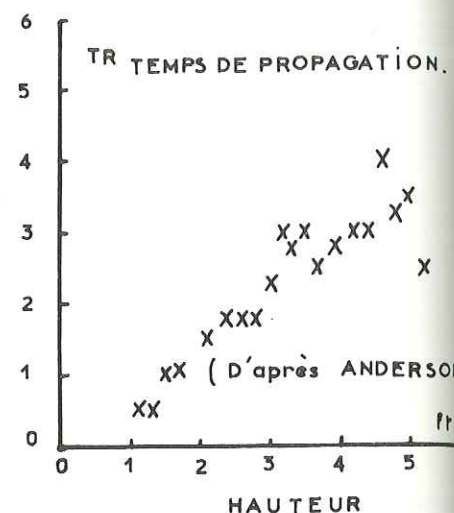
Néanmoins, dans cette hypothèse, nous prendrons la formule proposée par ANDERSON et critiquée par les précédents :

$$R_{1h\%} = 0,55 - 2 \cdot 10^{-4} \times H_{\text{mm}} = k \quad \text{dans les calculs qui suivent.}$$

Figure 6



Les valeurs marquées o sont les maxima journaliers mesurés par Dewalle, (cf. ci-dessous)



Comme nous travaillons sur une base de 3 h nous prendrons, en supposant que la lame P se répartit également sur les 3 h :

	Lame disponible	Lame ressuyée	Reste
1ère heure	$P/3$	$k P/3$	$\frac{P}{3} (1 - k)$
2ème heure	$\frac{P}{3} + \frac{P}{3} (1 - k)$	$k (2 - k) \frac{P}{3}$	$\frac{P}{3} (2 - 3k + k^2)$
3ème heure	$\frac{P}{3} (3 - 3k + k^2)$	$k (3 - 3k + k^2) \frac{P}{3}$	

$$\begin{aligned} \text{Ressuyage en 3 h} &= \frac{P}{3} k + k (2 - k) + k (3 - 3k + k^2) \\ &= \frac{P}{3} (6k - 4k^2 + k^3) \end{aligned}$$

Donc, si le ressuyage horaire est de R %, le ressuyage de 3 h est :

$$R_{3h\%} = 2 R_{1h} - \frac{4}{3} R_{1h}^2 + \frac{R_{1h}^3}{3}$$

IV.3.3. Ecoulement à travers le lysimètre

D'après les observateurs, et compte tenu de sa composition (80 cm de sable et de graviers argileux), il semble que la réponse du lysimètre dépende de son état de saturation, et que celui-ci ne soit pas saturé, même pendant la fusion, ou seulement pour certains épisodes. Il faudrait donc prendre une fonction qui varie avec l'état de saturation. Nous nous contenterons d'une fonction moyenne, utilisable dans tous les cas, soit $\lambda(t)$ telle que :

$$\begin{aligned} &\int_0^\infty \lambda(t) dt = 1 \\ &\lambda(t) > 0 \quad \forall t \\ &\lambda(t) = 0 \quad \text{pour } t = 0 \text{ et } t \rightarrow \infty \end{aligned}$$

La fonction $t e^{-t^2/2}$ répond à ces conditions, mais si l'on veut qu'elle comporte en plus un paramètre de réglage, on prendra :

$$\lambda(t) = 2 \mu t e^{-\mu t^2}$$

Ainsi, la fraction écoulee entre t et t+h sera :

$$\Lambda(t, t+h) = -e^{-\mu(t+h)^2} + e^{-\mu t^2}$$

Comme ici encore, nous raisonnons sur un intervalle de 3 h, nous aurons, pendant le ième intervalle :

$$\Lambda[i] = e^{-\mu[3(I-1)]^2} - e^{-\mu[3I]^2}$$

pour $\mu = 0,15$

I	1	2	3	4	
Λ	0,74	0,25	0,01	0	

Evidemment μ pourra varier autour de la valeur proposée, en se rappelant qu'il aurait dû être fonction d'un index de saturation.

La valeur retenue est déduite de deux épisodes pluvieux arrivant en fin de fusion et suffisamment ponctuels dans le temps pour permettre un calcul simple :

29 avril 71	!	01h - 05h	05h - 08h	08h - 11h
Pluie en mm	!	13,3	0	0
Ecoulement en mm	!	7,76	3,4	0,6
%	!	58	25	4

27 avril 71	!	04h - 07h	07h - 10h	10h - 13h
Pluie en mm	!	4,6	5,8	0
Ecoulement en mm	!	3,68	5,13	1,94
%	!	79	73	33
			+ 21	0
			94	33

Ces deux épisodes donnent un ordre de grandeur de la percolation en fin de fusion quand le lysimètre dépourvu de neige, est encore "humecté". Néanmoins des fluctuations importantes ont été observées, et il faudrait faire une étude systématique de la réponse du lysimètre pour différents états de saturation et différentes lames d'eau.

Remarque -

Pour les valeurs finalement retenues, une fonction exponentielle décroissante aurait suffi mais, a priori, la fonction de Larrieu était plus malléable et permettait un ajustement plus souple, mais au prix d'une certaine complexité ...

IV.4. Conductibilité de la neige

On a pris une formule :

$$K = k_3 \times \rho_s^2$$

avec K = conductibilité en cal/sec/°C/cm

$k_3 = 77.10^{-4}$ mais peut aussi varier de $\pm 10\%$ selon les auteurs.

D'autres formules, plus compliquées, ne sont valables que pour certains intervalles de densité. Cependant, la dispersion des résultats expérimentaux ne justifie pas leur emploi.

TROISIEME PARTIE

Cette troisième partie concerne plus particulièrement la mise en oeuvre du modèle déterministe, c'est-à-dire la transcription de l'organigramme en langage Algol 60 (nous ne retiendrons que la dernière version du programme). Le chapitre V n'est pas nécessaire à la compréhension des résultats et peut être ignoré en première lecture.

Un autre chapitre sera consacré à la mesure de l'ajustement des modèles mathématiques. On mettra en évidence les problèmes soulevés par les méthodes généralement employées et on donnera quelques résultats dans notre cas.

CHAPITRE V

PROGRAMMATION

V.1. DESCRIPTION DES PARAMETRES ET VARIABLES

On donne la correspondance entre les variables utilisées dans l'exposé et les identificateurs utilisés dans le programme (cf. Annexe).

Paramètres	Identificateur	Signification
	NBJ	Nombre de jours de la période choisie
	DEP	Point de départ dans le fichier
T_a	TAIR	Température de l'air
T_p	TPREC	Température de la précipitation
T_s	TSURF	Température de la surface neige
T_{SM}	TMINI	Température de la surface neige sans échange
P	PX	Précipitation
	TYPE	Nature de la précipitation
u	VEN	Vent en impulsions/3h
	HUM	Humidité relative
P_{atm}	PAM	Pression atmosphérique
ρ_s	DNSURF	Densité de la surface
	DNF	Densité de la neige fraiche déduite de T_p
ρ	DNSEC	Densité du manteau - hauteur/valeur en eau
H	HAUT	Hauteur
	VALØ	Valeur en eau
	SWI	Rayonnement global incident/3h
R_{SW}	GLØBIN	Rayonnement global incident/jour
	SWR	Rayonnement global réfléchi/3h
	GLØBRF	Rayonnement global réfléchi/jour
R_{SWM}	GLØBMX	Rayonnement global incident maximal/jour
R_{LWA}	RALW	Rayonnement atmosphérique grande longueur d'onde

Paramètres	Identificateur	Signification
e_s	ES	Tension de vapeur en surface
e_a	ER	Tension de vapeur dans l'air
	ABD1	Albedo du jour j
	ABDO	Albedo du jour j - 1
Q_R	QR	Quantité de chaleur due au rayonnement
Q_S	QSENS	Quantité de chaleur sensible
Q_{Lat}	QLAT	Quantité de chaleur latente due à l'évaporation condensée
Q_P	QPREC	Quantité de chaleur apportée par la précipitation
Q_L	QL	Quantité de chaleur disponible par regel de la pluie
Q_C	QC	Quantité de chaleur par conduction
Q_{Font}	QFØNT	Quantité de chaleur disponible pour la fusion
	STØCK	Quantité de frigories retenue par le manteau
	MAXTØCK	Quantité maximum de frigories retenue
E	EVCØND	Quantité d'eau évaporée ou condensée
L	L	Chaleur latente
	LS	Chaleur latente de sublimation
	LV	Chaleur latente de vaporisation
L_F	LF	Chaleur latente de fusion
	GAM	Coefficient du rapport de BOWEN
C_s	CS	Capacité calorifique de la glace
C_w	CW	Capacité calorifique de l'eau
C_p	CP	Capacité calorifique de l'air à pression constante
K	K	Conductibilité thermique
	RETLIQ	Eau liquide retenue
T_{RH}	TRH	Temps de transit horaire
R	ETAL	Quantité d'eau libérée vers le lysimètre en %
	LAMVIRT	Lame d'eau virtuelle qui apparaît en surface et regèle
	LAMF	Lame de fusion
	SOLAME	Lame d'eau au sol
	LYSY	Lame d'eau au lysimètre/3h
	TRANS	Lame d'eau en transit dans le lysimètre
	ECCALC	Lame d'eau écoulée au lysimètre
	DEB1	Débit journalier au lysimètre de 01h à 01h
Q_c, Deb_j	DEB2	Débit journalier au lysimètre de 13h à 13h
σ	SIGMA	Constante de STEFAN

Paramètres	Identificateur	Signification
Λ	LBDA	Valeurs de la fonction d'étalement de LARRIEU
a, b	A,B,A1,B1 A4,B4	Coefficients de linéarisation de T_S^4
p, q	P,Q,P1,Q1 P4,Q4	Coefficients de linéarisation de $e_s = p + q \cdot T_S$
r, s	R,S,R1,S1 R8,S8	Coefficients de linéarisation de $e_a = r + s \cdot T_a$
	RD	Paramètres de distribution du rayonnement
k	NUAG	Coefficient correspondant à chaque type de nuages dans la formule de BERLIANDA
k_3	K3	Paramètre de calcul de K
k_1	K1	Paramètre de f(u) (ANDERSON)
k_{11}	K11, K12	Paramètre de f(u) (KUZMIN)
f(u)	FNDVEN	Fonction du vent
k_2	K2	Paramètre de la loi de tassement
c, d	CO, DO	Paramètre de la loi de RLWA (BERLIANDA)
A	ADT	Paramètre de la loi de RLWA (ANDERSON)
	WC	"Water content" ou capacité de rétention en % de la valeur en eau.
k_R	TRH	Coefficient de calcul du temps de transit
m, n	M, N	Coefficient de l'étalement dans le manteau
μ	MU	Coefficient de l'étalement du lysimètre
	SOLFØNT	Fusion à l'interface sol-neige
	OPTIØN	- Si "FALSE" sortie de tableaux récapitulatifs de 3h en 3h
	CØM	si "True" commentaires de fonctionnement détaillés
	HYP1	si "True" formule de BERLIANDA (RLWA) "False" formule d'ANDERSON
	HYP2	si "True" formule de ANDERSON (FNDVEN) "False" formule de KUZMIN

Tous ces derniers paramètres sont a priori susceptibles d'ajustement.

Nanti de cette table il est possible de lire aisément l'organigramme. Outre le choix d'identificateurs d'interprétation facile, le langage de programmation utilisé (Algol 60) met bien en évidence la structure du programme et rend sa lecture assez accessible.

Ce programme a été exécuté sur l'ICL 1902 A de la Division Technique Générale de l'E.D.F.

V .2. VALEURS DES PARAMETRES

V .2.1. Constantes physiques

Toutes les unités ont été ramenées aux suivantes :

- . masse : mm d'eau/cm²
- . longueur : cm
- . chaleur : calorie ou frigorie
- . temps : 3h

D'où :

CS = capacité calorifique de la glace = 0.503 cal/g/°C=0,050 cal/mm/°C

CW = capacité calorifique de l'eau = 1,0 cal/g/°C=0,1 cal/mm/°C

LF = chaleur latente de fusion = 8 cal/mm

LV = chaleur latente d'évaporation = 57,5 cal/mm

LS = chaleur latente de sublimation = 65,7 cal/mm

SIGMA = constante de STEFAN = $1,357 \cdot 10^{-12}$ cal/sec/cm²/°K⁴
 = $146,5 \cdot 10^{-10}$ cal/3h/cm²/°K⁴

CP = chaleur spécifique de l'air à pression constante = 0,240 cal/g.

V .2.2. Paramètres de linéarisation

$$\sigma \cdot T_s^4 = A + B \cdot T_s \text{ en cal/3h}$$

T _s	A	B
0	81,37	1.159
-5	75,57	1.096
-10	70,09	1.035
-15	64,91	0,997
-20		-

$$e_s = p + q T_s \text{ en mb}$$

T _a	R	S
0	6.107	0.3785
-5	5.556	0.2704
-10	4.753	0.1901
-15	3.883	0.1315
-20	3.883	

$$e_a = r + s \cdot T_a \text{ en mb}$$

T _a	R	S
-20		
-15	3,884	0.1315
-10	4,753	0.1901
-5	5,000	0.2704
0	6,107	0.3785
5	6,107	0.5222
10	5,165	0,7106
15	2,729	0,9542
20	1,945	1,265

V .2.3. Paramètres d'ajustement

$$\begin{aligned} K_3 &= 75 \cdot 10^{-4} \\ K_2 &= 2 \cdot 10^{-6} \\ K_1 &= 0.5 \cdot 10^{-4} & K_{11} &= 0,02 & K_{12} &= 0.3 \cdot 10^{-4} \\ C_0 &= 0,61 & D_0 &= 0,05 & ADT &= 42 \\ WC &= 0,02 \\ TRH &= 0.6 \\ M &= 0.55 & N &= 2 \cdot 10^{-4} \\ MU &= 0.15 & S\phi L F \phi N T &= 0.1 \end{aligned}$$

Ce sont les valeurs les plus raisonnables de ces paramètres, qui serviront de référence, chacun d'eux pouvant varier dans les limites fixées précédemment.

V .2.4. Distribution du rayonnement à travers la journée

Le rayonnement n'existant qu'en valeurs journalières, il nous a fallu le distribuer selon les différents pas de temps répartis dans la journée. Initialement, nous avons prévu que le rayonnement était distribué selon une seule courbe, mais en fait, la distribution évolue trop durant la fusion pour négliger cet effet.

On a donc pris 1 distribution par quinzaine, déduite d'enregistrements journaliers correspondant à des journées de beau temps durant la quinzaine. On les a replanimétrées de 3h en 3h et on donne pour chaque pas de temps i le pourcentage de la radiation du jour s'il appartient à la quinzaine J comptée à partir du 1er mars. D'où le tableau RD [I, J] :

pas quinzaine	01-04h	04-07h	07-10h	10-13h	13-16h	16-19h	19-22h	22-01h
1	0	0	12	47	36	5	0	0
2	0	0	13	46	33	8	0	0
3	0	0	13	41	35	11	0	0
4	0	0	14	41	34	11	0	0
5	0	0	17	37	34	12	0	0
6	0	0	18	36	33	13	0	0

Evidemment, la somme de chaque ligne égale 1. On donne ci-joint, les courbes ayant servi à leur calcul (fig. 7).

Remarque

Cette distribution est valable pour les jours uniformément beaux ou uniformément couverts. Elle est évidemment fautive en cas de passages nuageux bien marqués.

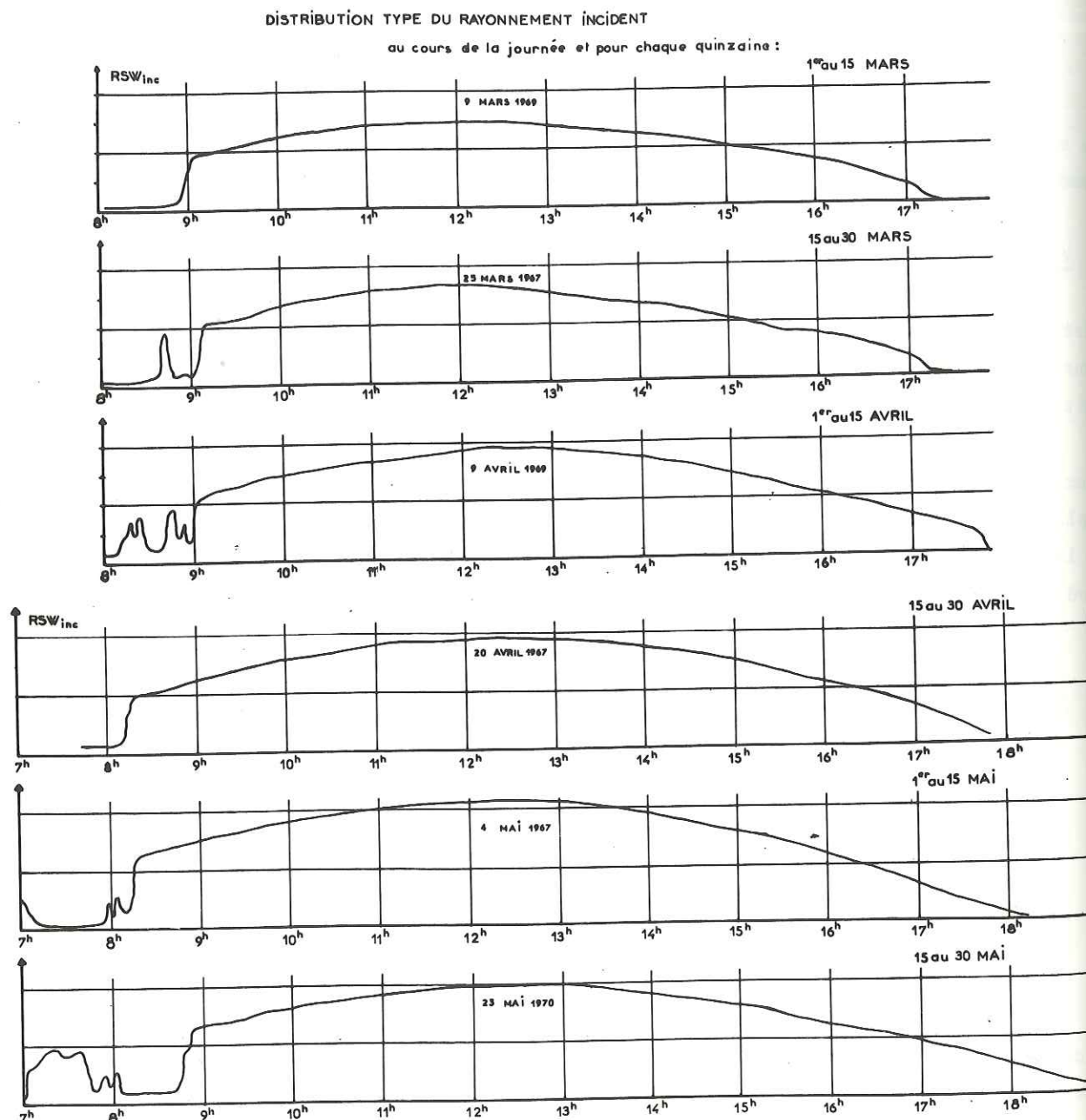


Figure 7

Note

On a appelé SIM1 le programme utilisant toutes les données disponibles, SIM2 celui où il n'y avait plus réinitialisation journalière de la hauteur et de la valeur en eau, et SIM3 la version modifiée n'acceptant que des données météorologiques simples, les autres étant préalablement estimées.

V.2. ESSAIS ET MISE AU POINT

V.2.1. Il va de soi que la mise au point d'un tel programme ne se fait pas en une fois et consiste en différents tâtonnements peu systématiques.

Un premier réglage grossier a été effectué avec des données artificielles visant, pour une journée (c'est-à-dire 8 passages de 3h), à n'activer qu'une seule fonction, de façon à vérifier le respect des ordres de grandeur.

Ensuite nous avons pris comme périodes d'essais, les périodes :

. 1^{er} mars - 4 mai 1967

et 1^{er} mars - 3 mai 1969.

En effet, elles sont à peu près complètes et mettent en jeu tous les phénomènes, y compris des ondes de froid prolongées et des chutes de neige.

La vérification s'effectuera sur les périodes de fusion de 1968 et 1970, pour lesquelles on ne possède que les données de la fusion établie.

Etant donnée l'allure de l'onde journalière de fusion, nous ne regarderons que les débits journaliers pris entre 13h et 13h.

Certains effets étant mal connus, nous avons imaginé plusieurs possibilités et retenu celle qui donnait le meilleur ajustement. Deux cas sont plus particulièrement intéressants :

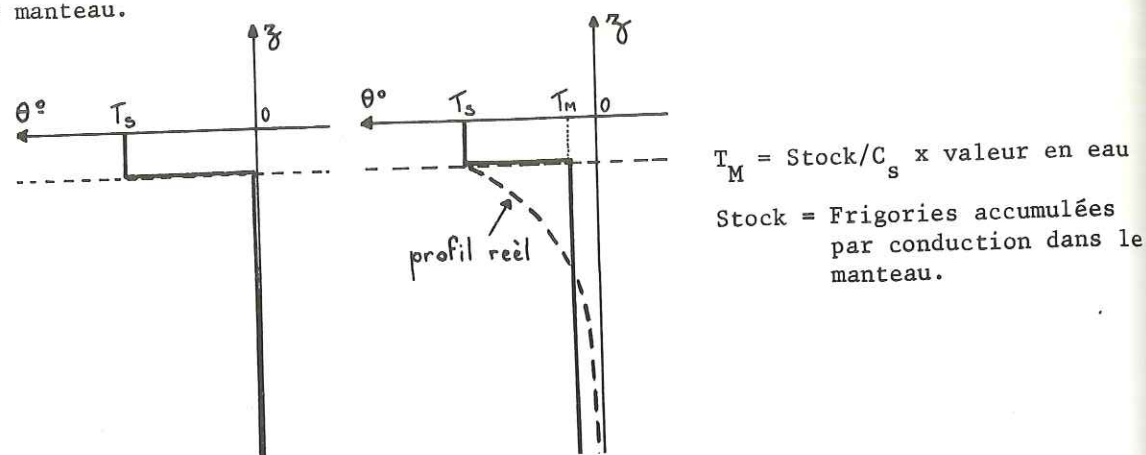
V.2.2. CONDUCTION VERS LE MANTEAU

Si, dans le cas d'un manteau isotherme, on peut admettre que la surface, à une température négative, envoie des frigories vers un milieu infini à température initialement constante et nulle, qu'en est-il quand le manteau a déjà accumulé un certain stock de frigories ?

On peut considérer :

- ou bien que le manteau a une capacité calorifique très grande devant les quantités de frigories que la surface peut transmettre ;
- ou bien que la température du manteau lui-même évolue. Dans ce cas, le profil de température qui apparaît est assez difficile à prendre en compte pour le pas de temps

suivant, mais on peut faire l'hypothèse qu'une température constante T_M s'établit dans le manteau.



En essayant les deux hypothèses, on a pu voir que le choix de l'une ou de l'autre ne modifiait guère les résultats.

Nous retiendrons donc la première, qui est la plus simple, en précisant bien que si l'on veut utiliser le modèle en phase d'accumulation, il conviendra de la reconsidérer.

De même le choix entre deux limites inférieures pour l'accumulation de frigories :

- ou bien un profil de température linéaire,
- ou bien un profil de température linéaire en tolérant, de plus, le regel de l'eau liquide qui peut rester dans le manteau par rétention capillaire, n'a pas donné de résultats très variables.

On s'en tiendra au premier cas.

On peut donc dire que, compte tenu des manteaux relativement épais que nous rencontrons, la conduction de la chaleur ne met pratiquement jamais en jeu, durant la période de fusion, le regel du sol ou de l'eau liquide contenue.

V.2.3. Rayonnement de grande longueur d'onde

1. Formule de BERLIANDA

On s'est aperçu que la formule donnait des valeurs faibles les jours où l'on avait observé des précipitations. On a donc testé les hypothèses suivantes :

- 1) S'il y a des précipitations durant le pas de temps Δt , on prendra

$$R_{LWA} = \sigma \cdot T_a^4 \cdot \epsilon_K$$

- 2) On ne le prendra que si on a de la pluie.

Ce dernier choix s'explique par le fait que la pluie suppose en général un temps bouché et un plafond assez bas $\Rightarrow$ température du nuage voisine de T_a .

Par contre, il peut neiger avec un ciel partiellement couvert. De plus, on ne sait trop quelle est la température du nuage.

Les résultats sont les suivants :

- . nette amélioration entre $C = C_0$ et $C = 1$ s'il pleut ;
- . par contre entre $C=1$ s'il pleut et $C=1$ s'il pleut ou neige, peu d'amélioration.

On ne retiendra donc que la première possibilité.

2. Formule d'ANDERSON

La même hypothèse $R_{LWA} = \sigma \cdot T_a^4 \cdot \epsilon_K$ s'il pleut n'a pas donné des résultats aussi convaincants.

En effet, il faudrait :

- . soit travailler avec le rayonnement solaire dépouillé de façon horaire ;
- . soit considérer que le rayonnement solaire, nul durant le pas de temps pluvieux se reporte sur les autres et modifie les valeurs du rapport R_{SW}/R_{SWM} pendant les autres pas de temps. Ce n'est guère plus objectif, et de plus, cela ne résoud pas le problème des heures nocturnes.

CHAPITRE VI

CRITERES D'AJUSTEMENT

La recherche de critères d'ajustement a pour but de quantifier la comparaison, généralement effectuée "à vue", entre hydrogramme observé et hydrogramme calculé. Cela permet éventuellement d'utiliser ce critère comme fonction à optimiser dans certains processus de détermination automatique des paramètres.

VI .1. CHOIX DES CRITERES

VI .1.1. Le critère idéal

Un des critères les plus couramment employés est l'erreur-type, ou son carré :

$$E_t = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Q_c - Q_o)^2}$$

Q_o = débit observé
 Q_c = débit calculé

Néanmoins ce critère dépend de l'ordre de grandeur des débits que l'on compare et, s'il permet de suivre l'amélioration de la précision pour une période donnée, il permet difficilement de comparer des périodes différentes.

Pour tourner le premier inconvénient, par exemple, DAWDY et LICHTY (AIHS - Tucson - 1968) avaient proposé un critère spécial :

$$U_1 = \sum (\log Q_{\text{pointe}} \text{ calculés} - \log Q_{\text{pointe}} \text{ observés})$$

$$U_2 = \sum (\log \text{Volumes calculés} - \log \text{Volumes observés})$$

les débits étant exprimés en cfs, le volume en cf. Le critère étudié était :

$$U = U_1 + 0.5 U_2$$

qui prétendait mieux tenir compte des événements d'amplitude extrême.

Cet exemple montre que l'on peut définir une infinité de critères, plus ou moins pondérés pour les rendre sensibles à ce qui nous intéresse (pointe, étiage, etc...). Le critère absolu n'existe donc pas.

Nous exigerons d'un critère :

- 1 - Qu'il détecte les erreurs sur les volumes, c'est-à-dire qu'il signale, même pour des fluctuations bien représentées, que nous sommes systématiquement excédentaire ou déficitaire.
- 2 - Qu'il détecte les erreurs de chronologie, c'est-à-dire les déphasages entre les deux hydrogrammes.

De plus, on préférera qu'il soit :

- 3 - Adimensionnel, afin que l'on puisse comparer deux échantillons différents, même si leurs valeurs moyennes diffèrent.
- 4 - Et compris, si possible entre 0 et 1 (1 quant l'ajustement est parfait).

Une étude approfondie des critères a été effectuée par le CEQUEAU (1971), et nous nous inspirerons partiellement des méthodes proposées.

VI .1.2. Quelques critères

A part l'erreur type, déjà citée, que nous noterons E_t , il faut citer le critère de NASH (1969) :

$$C_1 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_c - Q_o)^2}{\sum_{i=1}^N (Q_o - \bar{Q}_o)^2}$$

où apparaît le rapport de la variance résiduelle à la variance des débits observés. Il sera d'autant meilleur que la valeur observée Q_o sera éloignée de la moyenne.

Un autre critère, proposé par FORTIN et CHARBONNEAU, soucieux de mesurer l'ajustement à la fois pour les débits de pointe et les étiages, utilise l'erreur relative, pondérée par l'écart relatif à la moyenne :

$$C_2 = 1 - \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{Q_c - Q_o}{Q_o} \times \frac{\bar{Q}_o + |\bar{Q}_o - Q_o|}{\bar{Q}_o} \right|$$

on avantage ainsi les valeurs extrêmes. Son maximum est 1, mais son minimum est quelconque.

Un dernier critère, proposé par ROCHE, consiste à prendre :

$$C_3 = \frac{1}{N} \sum \frac{|Q_o - Q_c|}{Q_o^n} \quad \text{avec} \quad n \neq 0,7$$

c'est-à-dire une erreur relative pondérée par $Q_o^{0.5}$ donc sensible surtout aux valeurs fortes.

VII.1.3. Le coefficient de corrélation :

$$R = \frac{\sum_{i=1}^N (Q_c - \bar{Q}_c) \times (Q_o - \bar{Q}_o)}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (Q_c - \bar{Q}_c)^2 \times \sum_{i=1}^N (Q_o - \bar{Q}_o)^2}}$$

R^2 étant égal au complément à 1 de la variance résiduelle sur la variance marginale. Cette caractéristique mesure, non la valeur de l'ajustement entre Q_c et Q_o , mais entre Q_o et $Q'_c = a Q_c + b$ obtenu par les moindres carrés.

Ce coefficient mesure donc la covariation de Q_o et Q_c mais non pas la coïncidence de leurs valeurs. Il sera plutôt apte à détecter des erreurs de chronologie dans la simulation.

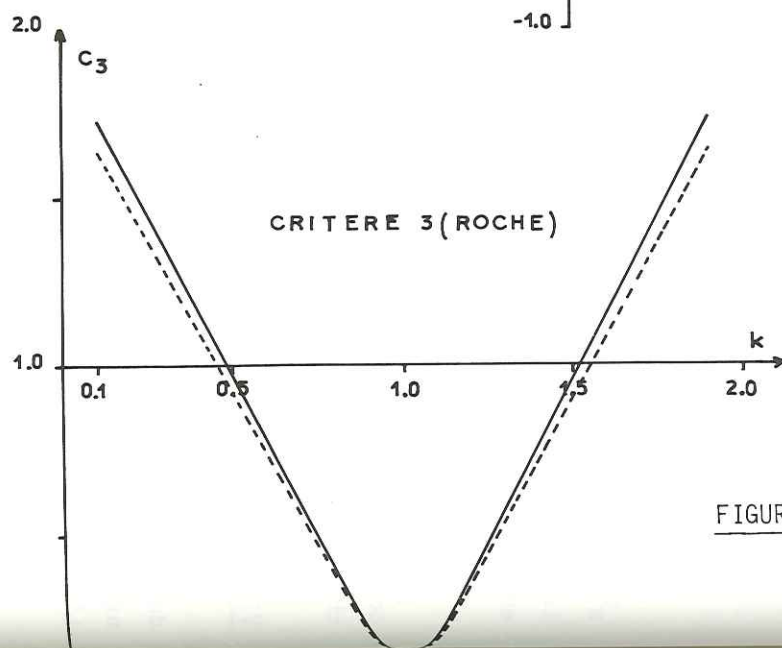
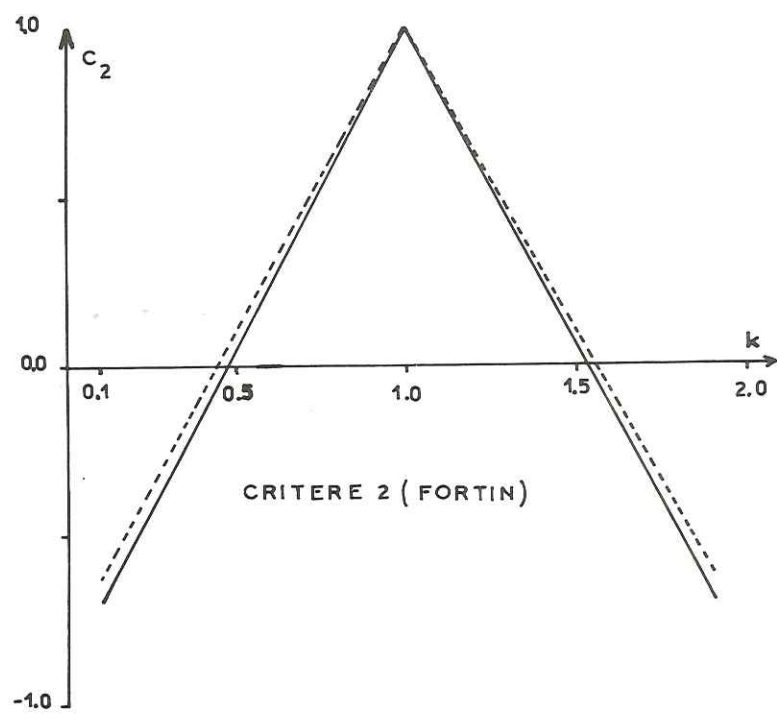
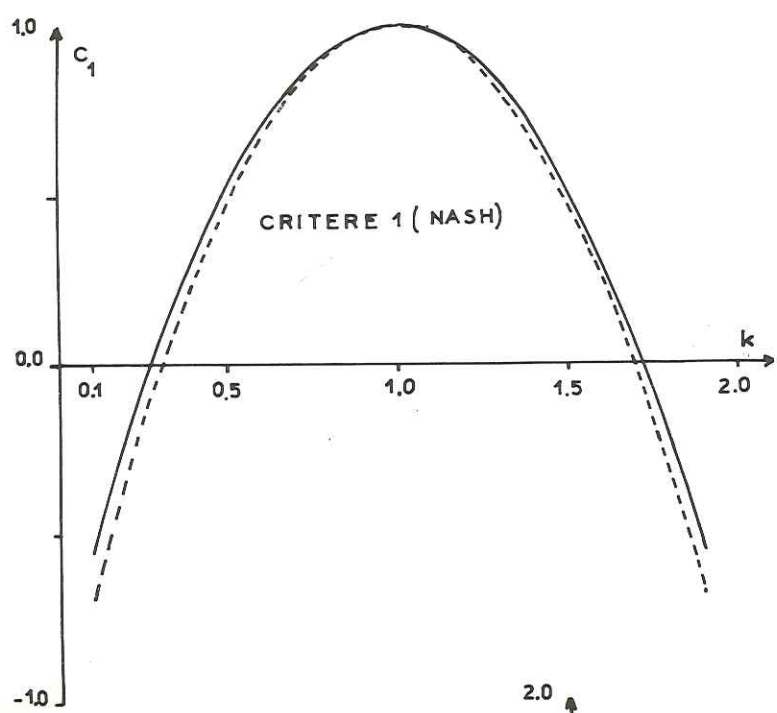
VI .2. ANALYSE DES CRITERES

Les critères seront naturellement utilisés pour mesurer les fluctuations dues à des variations des valeurs des paramètres. Néanmoins, pour pouvoir les utiliser, il est bon de connaître la sensibilité du critère à des variations de l'ajustement.

VI .2.1. Sensibilité aux erreurs de volume

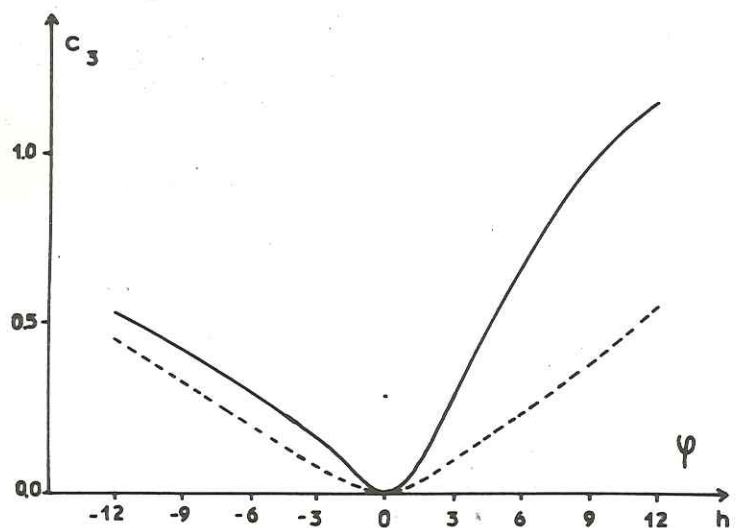
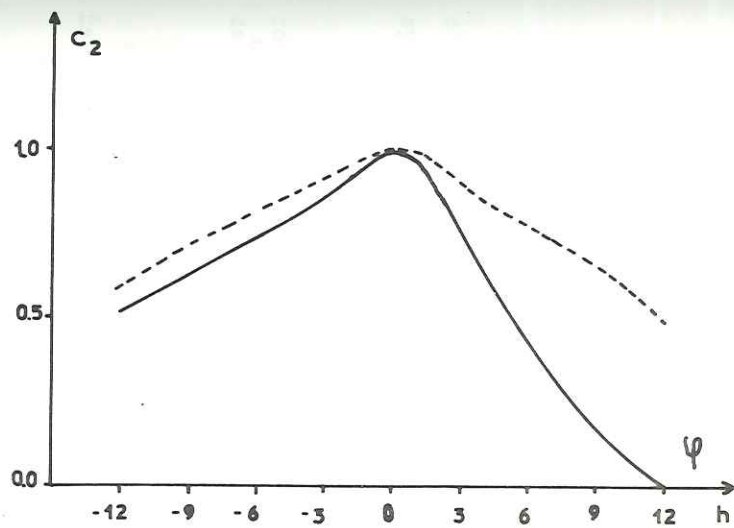
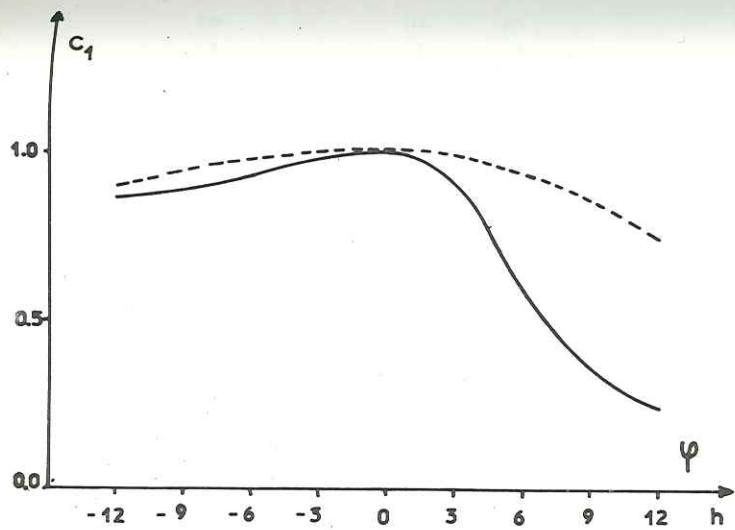
Nous voulons savoir comment évoluent les critères si les volumes calculés sont systématiquement excédentaires ou déficitaires. Pour cela, nous avons pris les débits journaliers et les avons multipliés par un facteur k variant de 10 % à 190 %, c'est-à-dire que nous avons comparé des hydrogrammes homothétiques.

Les résultats sont donnés dans les courbes ci-contre. On voit tout de suite que si l'on fait : $Q_c = k Q_o$, les critères 2 et 3 dépendent linéairement de k , le coefficient de corrélation, lui, reste évidemment égal à 1.



----- 1967
 ———— 1969

FIGURE 8 - Homothétie entre Q_0 et Q_c



----- 1967
 ———— 1969

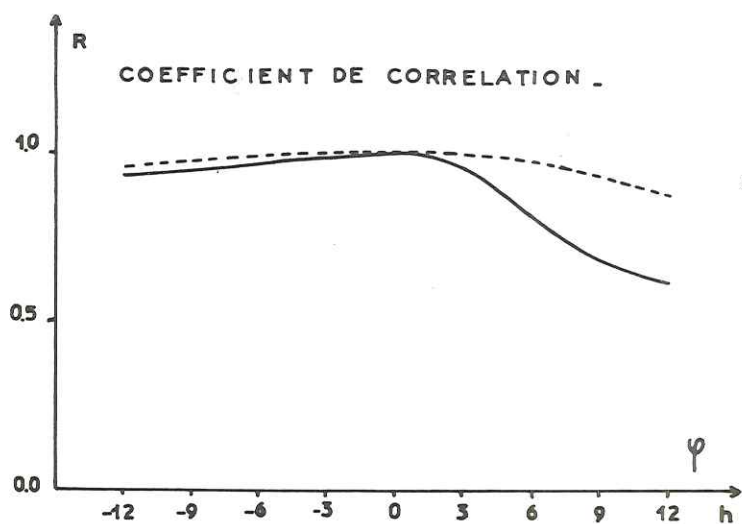


FIGURE 9 - Déphasage entre Q_0 et Q_c

$$C_1 = 1 - (k - 1)^2 \cdot \frac{\sum Q_o^2}{\sum (Q_o - \bar{Q}_o)^2} \text{ est, lui, d'allure parabolique.}$$

De plus, le choix de la période, (69 ou 67) ne modifie pas beaucoup la réponse des critères.

VI .2.2. Sensibilité aux déphasages

De même nous avons recalculé les débits journaliers en les décalant de 3 heures en 3 heures, de façon à avoir un déphasage variant de - 12 heures à + 12 heures. Cette fois, on constate que les variations des critères ne sont pas symétriques.

En effet, le débit initial correspond à la période 13 h à 13 h. Mais comme les débits relevés le matin sont faibles, il y a peu de différence entre 13 h et 13 h et 07 h et 07 h. Par contre, l'onde de fusion apparaissant après 13 h les débits deviennent très différents.

On remarquera aussi que le coefficient de corrélation varie plutôt moins que les autres critères (en effet, la covariation seule y est réduite) et que cette fois le choix de la période influe sur l'évolution du critère (le nombre de jours à débit faible ou nul intervient).

VI .3. ESSAIS DE SENSIBILITE DU MODELE

Ayant construit un modèle qui dépend de divers paramètres, il importe de connaître la sensibilité du modèle aux variations des paramètres.

VI .3.1. Méthode

Cette sensibilité sera étudiée par le biais des critères retenus précédemment. Il faudra rappeler que ceux-ci comparent les écoulements journaliers et que certaines variations des paramètres, qui influenceront peu sur ces critères, peuvent influencer fortement sur d'autres quantités (évaporation, etc ...).

Nous allons nous placer successivement dans les hypothèses suivantes :

- Formule de BERLIANDA pour RLWA et de KUZMIN pour f(VENT)
 - Formule d'ANDERSON pour RLWA et d'ANDERSON pour f(VENT).
- Nous donnerons à chaque paramètre P_i des accroissements $k \times P_i$, k valant - 50% , - 25%, 0, 25% et 50% environ. Cela revient en fait à calculer les dérivées des critères par rapport aux paramètres. Cette façon de procéder, inévitable quand on ne dispose pas de fonctions explicites, a l'inconvénient d'être coûteuse en

temps de calcul.

On donne les résultats sous forme de courbes, en se limitant aux paramètres dont l'évolution modifie sensiblement les critères utilisés. (fig. 10 à 14).

VI .3.2. Résultat

On peut s'attendre à ce qu'apparaissent deux types de paramètres :

- des paramètres de volume, influant sur la quantité d'eau de fusion calculée ;
- des paramètres de répartition, influant sur la distribution dans le temps.

On peut espérer que ces deux groupes seront relativement indépendants, c'est-à-dire qu'un excès systématique ne pourra être compensé par un étalement systématique car cela dégraderait les valeurs des critères.

Par contre, à l'intérieur d'un groupe, on pourrait très bien, globalement, compenser un accroissement d'un paramètre par la réduction d'un autre. Ce problème de l'interdépendance des paramètres joue, dans certains modèles, un rôle important.

Dans notre cas, on peut conclure que :

- a - Le modèle est assez peu sensible aux variations des paramètres. Sur 10 paramètres, 2 sont assez significativement influents.
Il y a toujours une erreur résiduelle assez forte, et cela montre que les fonctions du modèle ne sont pas en cause puisque leurs variations se ressentent peu. Par contre, il y a des hypothèses ou des phénomènes non pris en compte ou même des anomalies dans les valeurs observées (début et fin de l'écoulement), qui provoquent cette erreur résiduelle.
- b - Les paramètres influents, C_o (ou A et PR selon les hypothèses) et TRH, semblent présenter des optima dont la valeur ne dépend ni de la période ni des critères, même si les réponses diffèrent selon les périodes et les critères.
Ceci n'est plus vrai pour les critères peu sensibles et on peut observer de légères variations qui diffèrent d'un critère à l'autre et d'une période à l'autre.
- c - Il y a assez souvent incompatibilité entre l'optimisation pour les volumes et pour la covariation (mesurée par R) mais pas toujours.
- d - La variation des critères en fonction de TRH, paramètre de distribution, semble indépendante des hypothèses choisies pour calculer RLWA ou f(Vent) où apparaissent des paramètres de volumes.
Elle garde la même allure quelles que soient l'hypothèse ou la période.
- e - Comme on peut le voir dans les deux tableaux ci-après, le choix entre les formules de BERLIANDA ou ANDERSON pour RLWA, de KUZMIN ou d'ANDERSON pour f(Vent),

est assez délicat.

On constate que, si RLWA est estimé par BERLIANDA, dans f(Vent) c'est KUZMIN qui donne le meilleur ajustement.

Par contre, si on choisit ANDERSON pour RLWA, c'est alors la formule d'ANDERSON qui doit être prise pour f(Vent). Mais entre ces deux "tandems" le choix est difficile.

		R_{LWA}	
69	BERLIANDA	ANDERSON	
ANDERSON	$E_t = 6.47$	$E_t = 5.23$	
	$C_1 = 0.73$	$C_1 = 0.82$	
	$C_2 = 0.07$	$C_2 = 0.36$	
	$C_3 = 0.84$	$C_3 = 0.97$	
	$R = 0.882$	$R = 0.918$	
KUZMIN	$E_t = 5.52$	$E_t = 5.84$	
	$C_1 = 0.80$	$C_1 = 0.78$	
	$C_2 = 0.06$	$C_2 = -0.49$	
	$C_3 = 0.79$	$C_3 = 1.14$	
	$R = 0.923$	$R = 0.933$	

Classement :

- 1 - BERLIANDA - KUZMIN
- 2 - ANDERSON - ANDERSON

D'autre part, et comme nous l'avons déjà dit, les critères sont définis à partir des débits. Or, si le choix entre les différentes hypothèses est impossible par rapport aux débits simulés, très comparables, il faut bien voir que certaines quantités seront, elles, très différentes selon les cas. Nous avons par exemple totalisé, dans chaque cas, les calories mises en jeu par le rayonnement de grande longueur d'onde, par la chaleur sensible, etc.. ainsi que les quantités d'eau mises en jeu par les transferts de masse. On donne ici quelques résultats :

		BLWNEG	BLWPOS	BSNEG	BSPOS	TOTEVAP	TOTCOND
1967	BERLIANDA et KUZMIN	- 7895	228	- 68	3824	4,82	14,11
	ANDERSON et ANDERSON	- 4331	159	- 70	2038	4,79	6,55
1969	BERLIANDA et KUZMIN	- 6740	312	- 40	3057	3,53	13,023
	ANDERSON et ANDERSON	- 1970	330	- 32	959	2,26	3,57

Avec :

- BLWNEG : total, sur la période, des frigories dues au rayonnement de grande longueur d'onde
- BLWPOS : total, sur la période, des calories dues au rayonnement de grande longueur d'onde
- BSNEG : total, sur la période, des frigories dues à la convection forcée
- BSPOS : total, sur la période, des calories dues à la convection forcée
- TOTEVAP : total, sur la période, des mm d'eau évaporés ou sublimés
- TOTCOND : total, sur la période des mm d'eau condensés.

A ces résultats, nous ajouterons deux remarques :

Remarque 1 - Quand, dans la formule de KUZMIN, K_{11} diminue, les critères s'améliorent. On pourrait donc être tenté de prendre $K_{11} = 0$, d'où K_{12} seul interviendrait et cela nous ramènerait à la formule d'ANDERSON ... qui donne des résultats moins bons.

Il s'agit là d'un problème d'interdépendance des paramètres, car K_{11} et K_{12} étant liés, on peut jusqu'à un certain point, compenser l'un par l'autre. De même l'évolution des critères en fonction de K_{11} dépend de l'hypothèse utilisée pour RLWA, ce qui met en évidence une certaine liaison entre A et PR, ou C_0 et D_0 , et K_{11} .

Remarque 2 - Outre ces liaisons possibles entre paramètres, le système que nous décrivons par les équations permettant le calcul de Ts est un système "équilibré".

En effet, si on diminue RLWA, on a tendance à abaisser T_s , donc la tension de vapeur saturante en surface e_s . Ceci tendra donc à augmenter les apports de calories par chaleur latente (condensation) et sensible, ce qui augmentera T_s . Or les quantités perdues par rayonnement ou gagnées par transferts turbulents étant du même ordre de grandeur, dans notre cas, on peut avoir compensation de l'un par l'autre sans modifier énormément les débits.

Cela se voit quand, par exemple, on fait varier KI de 2.5 à $7.5 \cdot 10^{-5}$. Les critères restent pratiquement inchangés, mais les quantités évaporées, en 1969 par exemple, passent de $1,19$ à $3,57$ mm, celles condensées de $1,81$ à $5,00$ mm.

Ceci provient de l'équivalence des ordres de grandeurs, partiellement dues à l'abri dont bénéficie le site (vent moyen très faible).

VI .3.3. Essai d'interprétation

DAWDY et LICHTY, dans un article, proposent l'interprétation suivante :

- "si le modèle est peu sensible à un paramètre, c'est que ce paramètre a un sens physique et se trouve inclus dans une loi représentant valablement un processus physique ;
- tandis que si le modèle est très sensible à un paramètre, celui-ci sert en fait à ajuster le modèle de façon artificielle".

En somme, un "bon" modèle serait relativement équilibré, alors qu'un "mauvais" modèle, pour une fluctuation réduite d'un paramètre, divergerait.

La faible sensibilité de notre modèle et le souci mis à cerner la physique du phénomène sembleraient confirmer ces arguments.

En effet, les paramètres influents proviennent effectivement des lois qui sont les plus mal connues (C_0 dans l'estimation du rayonnement, T_{RH} dans la propagation de l'eau de fusion).

Quelques remarques contradictoires sont cependant nécessaires :

- Pourquoi l'optimum des paramètres "sensibles" serait-il le même pour deux périodes assez différentes (1967 et 1969), s'ils servent en fait à un "calage" artificiel du modèle ?

- Pourquoi des paramètres aussi artificiels que M et N (dans le ressuyage) n'ont-ils aucune influence ?

N'est-ce pas dû au fait que si le temps de propagation T_R est correct (ou simplement supérieur à 3 ou 6h) toutes les lames d'eau qui apparaissent généralement

vers 10 h, couleront après 13 h. Ensuite quelles que soient la forme et la durée du ressuyage, il aura lieu entre 13 h et 13 h et ne modifiera pas le débit journalier, bien qu'il corresponde à une réalité physique.

On comprend donc que les conclusions des auteurs sus cités ne s'appliquent qu'à certains cas particuliers, car la sensibilité du modèle à un paramètre dépend de la sensibilité du critère aux écarts de simulation, ainsi que de la variable retenue pour caractériser la simulation.

Généralement, on ne cherche pas à déterminer si les paramètres ont réellement un sens physique en regardant la sensibilité du modèle à ce paramètre, sur un échantillon donné. On regarde plutôt si l'optimum obtenu pour ce paramètre est le même sur un certain nombre d'échantillons.

Rappelons, pour faciliter la lecture des courbes suivantes, que selon l'ajustement, parfait ou médiocre, le critère C_1 sera égal ou inférieur à 1, C_2 sera égal ou inférieur à 1, C_3 sera nul ou positif, et E_t (erreur type exprimée en mm) sera minimale ou non.

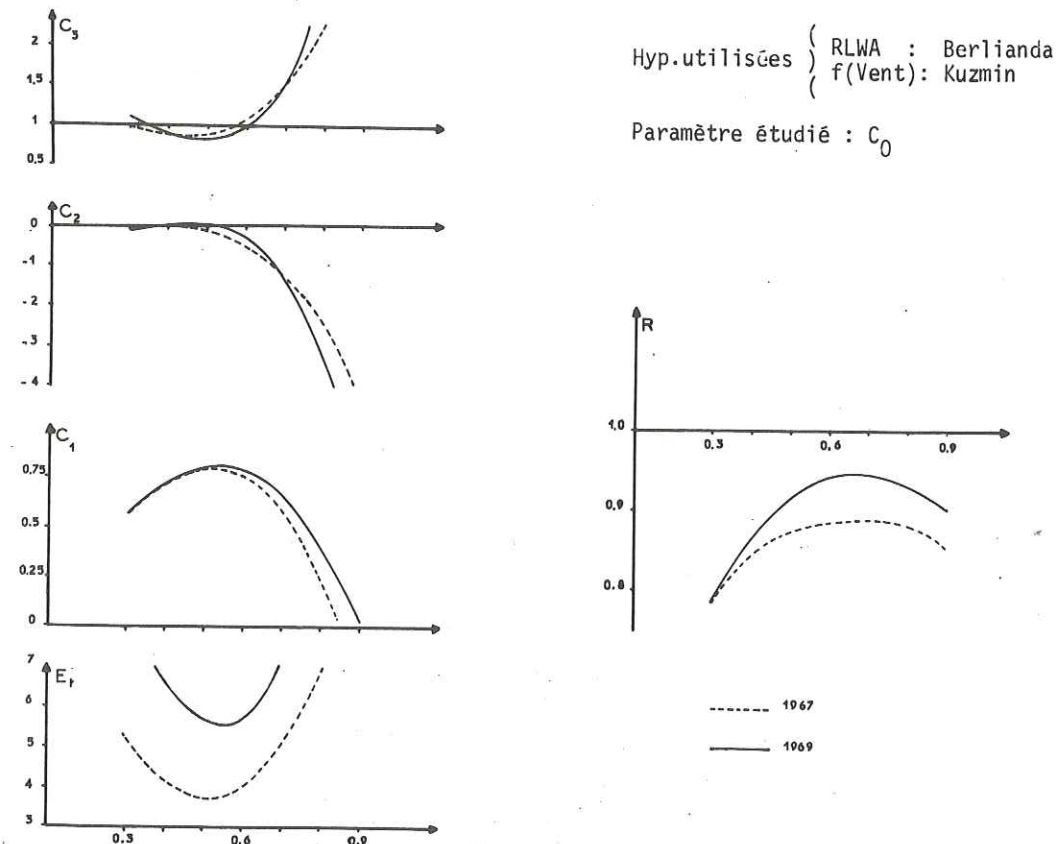
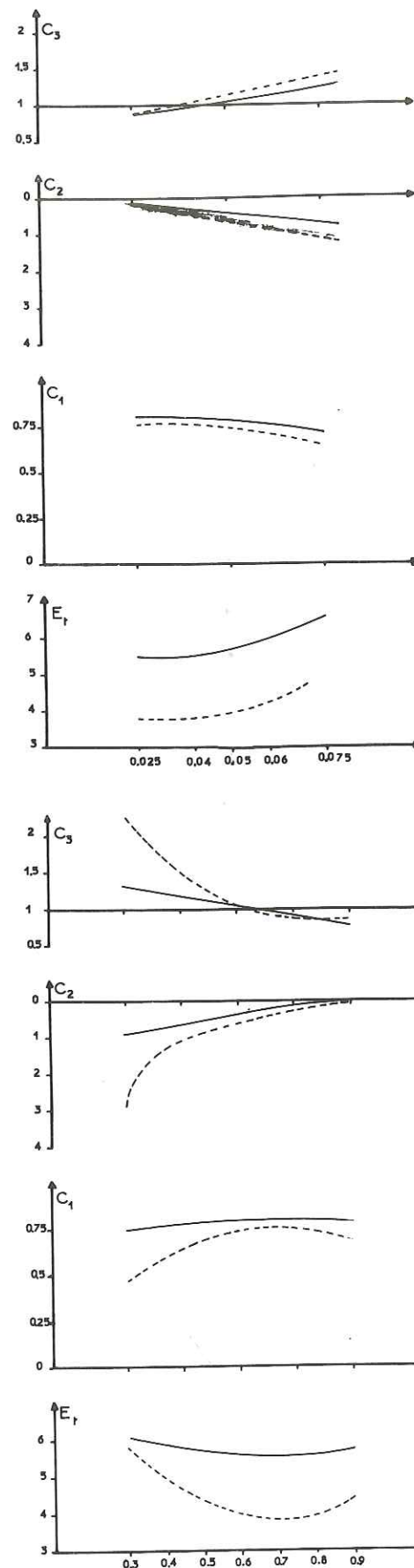
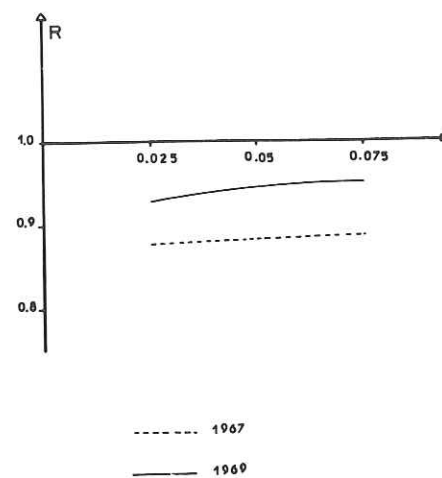


Figure 10



Formules utilisées { RLWA : Berlianda
f(Vent) : Kuzmin
Paramètre étudié : D_0



Formules utilisées { RLWA : Berlianda
f(Vent) : Kuzmin
Paramètre étudié : TRH

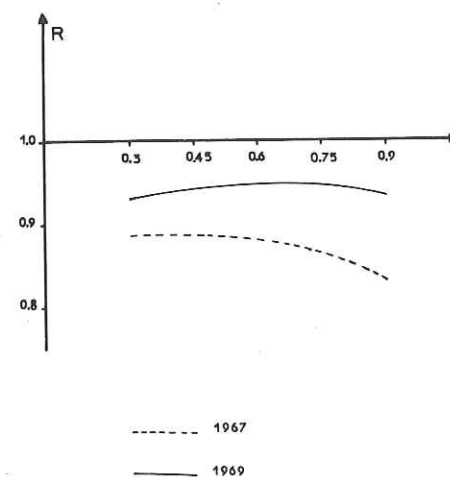
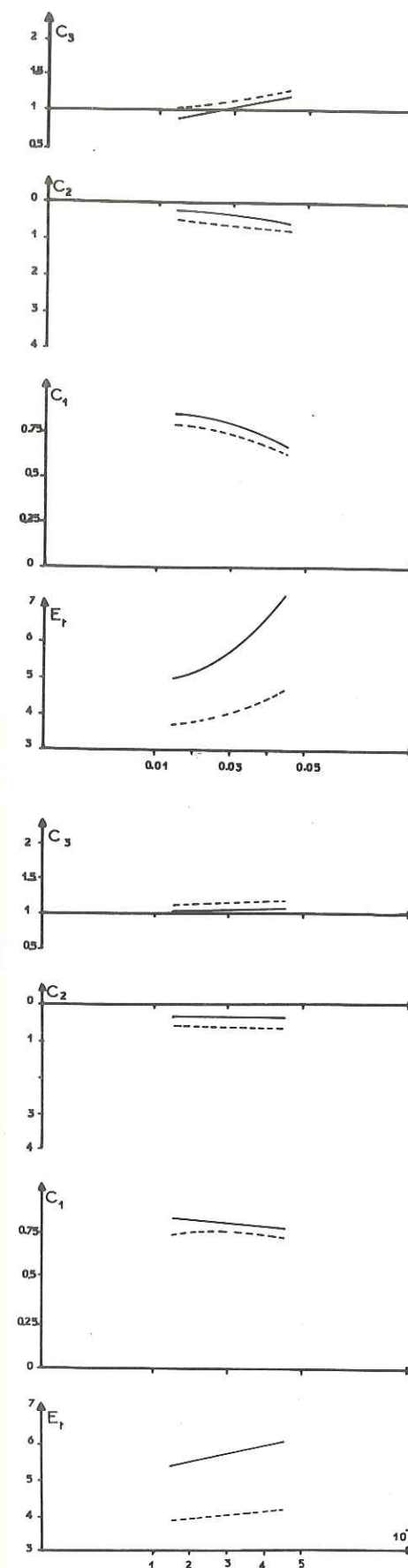
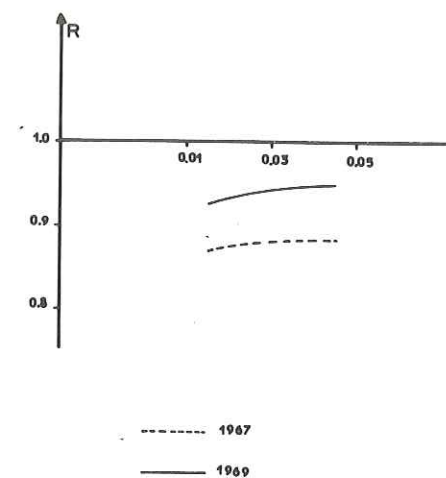


Figure 11



Formules utilisées { RLWA : Berlianda
f(Vent) : Kuzmin
Paramètre étudié : K_{11}



Formules utilisées { RLWA : Berlianda
f(Vent) : Kuzmin
Paramètre étudié : K_{12}

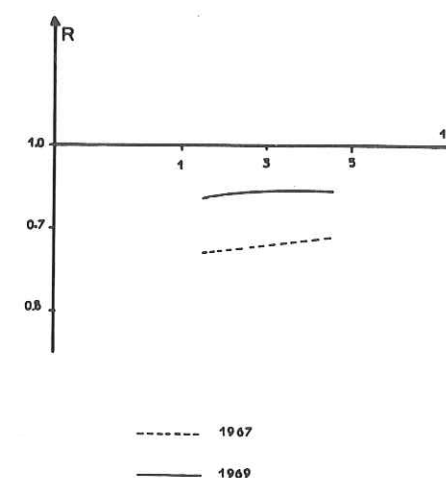
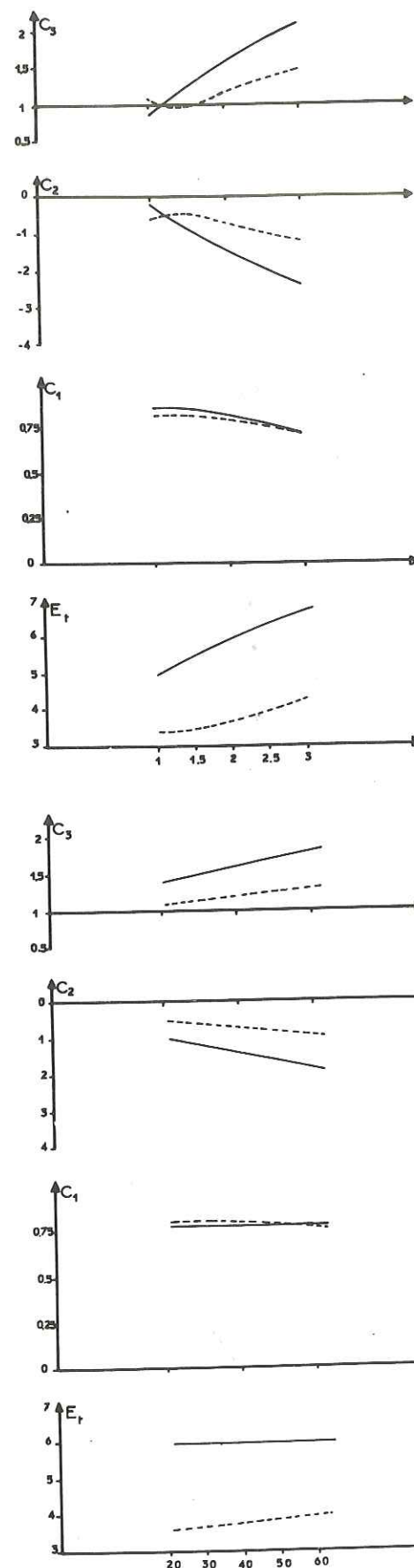
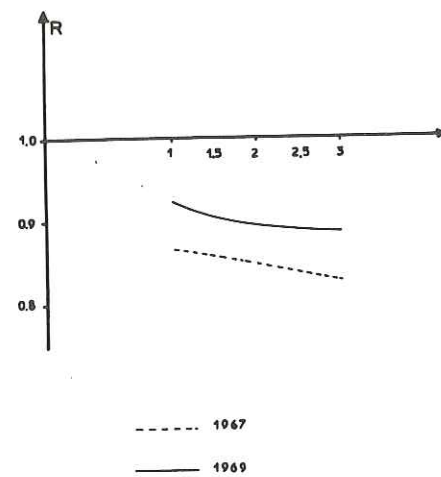


Figure 12



Formules utilisées { RLWA : Anderson
f(Vent) : Anderson

Paramètre étudié : PR



Formules utilisées { RLWA : Anderson
f(Vent) : Anderson

Paramètre étudié : A

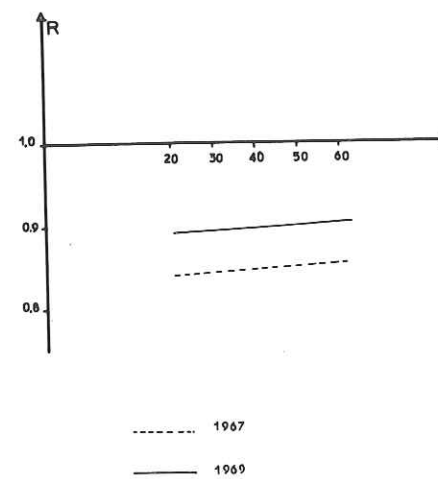
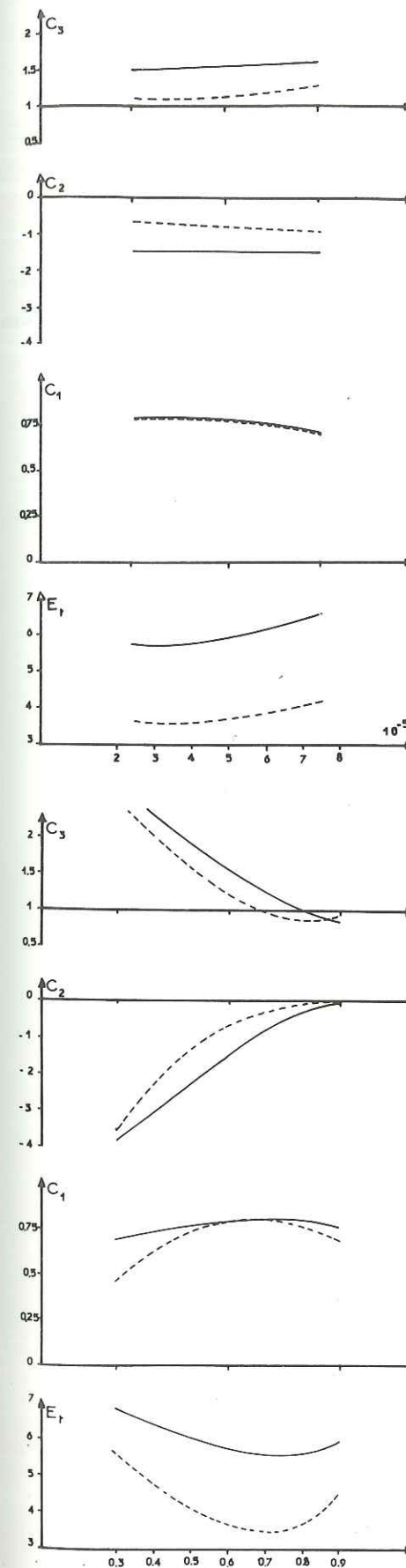


Figure 13

Formules utilisées { RLWA : Anderson
f(Vent) : Anderson

Paramètre étudié : K_1



Formules utilisées { RLWA : Anderson
f(Vent) : Anderson

Paramètre étudié : TRH

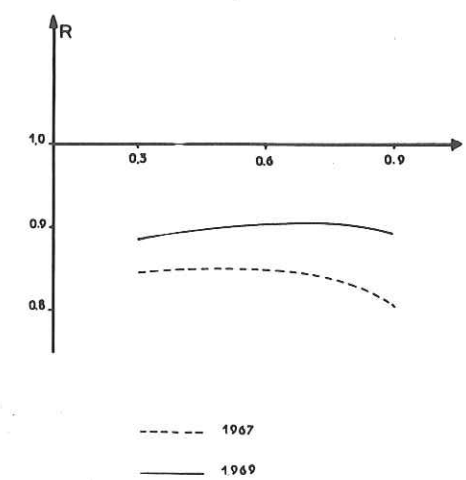


Figure 14

A N N E X E

Il faut dire un mot des méthodes d'optimisation qui ont été proposées pour tenter d'optimiser les valeurs des paramètres. Elles partent généralement des données suivantes :

- . Un critère d'ajustement $Cr (Q_0, Q_c)$
- . Un modèle considéré comme une fonction $F(X_i, a_1, a_2, \dots, a_n)$ les X_i étant les données d'entrée de la période choisie, les a_i des paramètres à ajuster. On a, sur ces paramètres, des contraintes par exemple un intervalle des variations admissibles (dû à des raisons physiques ou autres).

Moyennant certaines hypothèses, différentes méthodes numériques ont été proposées pour atteindre le minimum de F . (cf. CORMARY et GUILBOT - 1971
DE COURSEY et SNYDER - 1969).
Néanmoins :

- 1 - Ces méthodes utilisent généralement des différences finies pour calculer les dérivées partielles au voisinage d'un point, c'est-à-dire que l'on fait :

$$F(X_i, a_1, a_2 \dots a_n) \text{ puis } a_1 + \Delta a_1, a_2 + \Delta a_2$$

mais elles supposent implicitement que F est une fonction continue des paramètres, ou encore que chaque paramètre est utilisé à chaque boucle de calcul du modèle, éventuellement avec un X_i de valeur nulle pour certains pas. Donc, pour une même période, c'est-à-dire pour une série de valeurs de X_i , on utilise de la même façon les paramètres a_i , les fonctions qui les mettent en jeu variant et devenant nulles au besoin.

Or, notre cas est différent car nous avons en fait un aiguillage avec :

$$\begin{aligned} \text{si } T_s \geq 0^\circ & \quad F_1(X_i, a_p \dots a_q) \\ \text{et } T_s < 0^\circ & \quad F_2(X_i, a_m \dots a_n) \end{aligned}$$

avec $(a_p \dots a_q)$ et $(a_m \dots a_n)$ non disjoints ; et non seulement on choisit F_1 ou F_2 , selon la valeur de X_i , mais encore, pour un paramètre a_k appartenant aux deux ensembles, on utilisera, pour les mêmes X_i :

$$\begin{aligned} F_1 \text{ pour } a_k + \Delta a_k \\ F_2 \text{ pour } a_k - \Delta a_k \end{aligned}$$

Exemple -

C_0 dans RLWA par la formule de BERLIANDA : $C_0 \nearrow \Rightarrow$ fusion augmente $\Rightarrow F_1$ où interviennent TRH, M et N.
 $C_0 \searrow \Rightarrow$ regel $\Rightarrow F_2$ où intervient K.

On a affaire ici, non pas à une fonction multidimensionnelle, mais à une fonction multiforme et multidimensionnelle.

- 2 - Ces méthodes de différences finies nécessitent des processus itératifs qui utilisent couramment une ou plusieurs centaines d'itérations.

Or, notre étude de sensibilité, (5 itérations par paramètre sur 10 paramètres et 2 périodes) a nécessité environ 6 heures de calcul.

QUATRIEME PARTIE

Nous y exposons d'abord les résultats de la simulation dans le cas où sont employées toutes les données dont nous disposons. Comme nous l'avons précisé dans l'introduction, notre effort était centré essentiellement sur la prévision des écoulements journaliers, mais un certain nombre de résultats secondaires s'avèreront intéressants.

Les premiers résultats sont ceux obtenus avec le modèle SIM1 qui utilisait pratiquement toutes les données disponibles de façon continue, entre autres la hauteur et la valeur en eau qui sont réinitialisées chaque jour.

Ensuite, nous chercherons à réduire le nombre des variables utilisées pour nous rapprocher des conditions rencontrées en général sur les bassins de montagne. Cela nous permettra de juger l'intérêt des modèles déterministes dans ce cas.

Evidemment, les résultats de simulation se présentent généralement sous forme graphique, d'où le nombre de courbes qui figurent dans l'exposé.

CHAPITRE VII

RESULTATS (SIM1)

VII.1. RESULTATS SUR LES PERIODES DE MISE AU POINT (Fig.15 et 16).

VII .1.1. On appelle ainsi les deux périodes de fusion pour lesquelles on a cherché des valeurs optimales pour les paramètres, c'est-à-dire :

- . 1er mars au 3 mai 1969
- . 1er mars au 4 mai 1967

On conservera les deux couples d'hypothèses, notés par les noms de leurs auteurs :

BERLIANDA & KUZMIN

ANDERSON & ANDERSON

Comme nous avons modifié les paramètres pour chercher à améliorer l'ajustement sur ces périodes, il faudra s'assurer sur d'autres périodes de la stabilité des valeurs obtenues. Nous pouvons toutefois regarder si des variables, autres que les débits journaliers, font aussi l'objet d'une simulation raisonnable.

VII .1.2. Température superficielle

Nous disposons en effet d'une donnée supplémentaire : la température minimum journalière mesurée à la surface de la neige. Cette donnée n'est pas utilisable directement dans un modèle car :

- 1) Si elle apparaît durant les heures d'ensoleillement, l'appareil, en dépit de sa protection, s'échauffe et fournit une valeur plus élevée (et souvent positive ...) que celle qui règne effectivement.
- 2) La mesure à l'aide d'un thermomètre à minima est assez délicate car le contact avec la neige est parfois mauvais (matelas d'air ou cavité, etc...) (cas de pluie ou de vent).
- 3) Elle n'est pas disponible en cas de chute de neige car le thermomètre

est rapidement recouvert.

- 4) Enfin, il n'est pas impossible que le thermomètre rayonne différemment de la neige, d'où une erreur systématique.

Toutes ces raisons font que l'on a négligé cette série, dont les minima seuls sont enregistrés, pour lui préférer des valeurs calculées.

Néanmoins, on pourra s'en servir à titre de vérification puisque pour chaque pas de 3h nous calculons une température superficielle. Nous avons donc comparé les minima nocturnes (valeur du jour j = minimum enregistré entre $j-1$ à 19 h et j à 7 h). On trouve : (cf. figure 20)

$$1967 - n = 50 \quad R = 0.83 \quad T_{sc} = 0,58 T_{so} + 1.8$$

$$1969 - n = 48 \quad R = 0.78 \quad T_{sc} = 0.74 T_{so} + 2.0$$

T_{so} et T_{sc} étant respectivement les valeurs observées et calculées (T_{sc} est la moyenne des minima obtenus respectivement par les deux hypothèses). Il est évident que seule la corrélation doit être considérée, compte tenu des erreurs systématiques et de ce qu'on met en regard un minimum absolu et une valeur moyenne sur 3h.

Ces résultats sont cependant encourageants si l'on remarque que :

- 1 - Une partie de la dispersion est due à la nébulosité.
En effet, on utilise jusqu'à 01h la valeur observée l'après midi, voire le matin du jour $j-1$, ou encore l'index de rayonnement solaire correspondant, tandis qu'après 01 h, ce sont les valeurs du jour j . Ces index sont donc un peu grossiers pour la détermination d'un minimum absolu. C'est pourquoi on a pris T_{sc} = moyenne des valeurs minimales calculées par des formules utilisant les deux index différents, afin de les lisser un peu.
- 2 - De plus, le modèle n'a pas été ajusté pour simuler cette sortie, qui semble plus sensible aux hypothèses que la chronique des débits journaliers.

Note

Le calcul de T_{surf} nocturne ou à l'ombre pourrait être amélioré en prenant un pas de temps inférieur (1h pourrait suffire) et en disposant d'une mesure horaire de :

T_a : température de l'air

H_a : humidité relative de l'air

u : vent

Neb : nébulosité et type

ainsi que d'une mesure journalière (ou même moins) de :

P_s : densité de la neige en surface.

En effet, bien que la température de l'air n'intervienne pas seule, les autres mesures sont assez faciles et peu coûteuses. Elles permettraient, moyennant un ajustement adéquat du modèle, de fournir d'heure en heure, l'évolution de la température superficielle. (C'est une des données météorologiques les plus importantes pour les grandes compétitions de sports alpins).

On pourrait évidemment raffiner le calcul en mesurant le bilan de radiation, mais dans ce cas, autant installer une mesure directe de T_s , coûteuse mais précise, par infra-rouge.

VII .2. RESULTATS SUR DES PERIODES N'AYANT PAS SERVI A L'AJUSTEMENT (fig. 17 à 19)

VII .2.1. Ce sont les périodes :

- . 28 mars 30 avril 1968
- . 16 avril 30 mai 1970

Cette dernière période a d'ailleurs été décomposée en deux parties, suite à l'étude de l'écoulement (cf. II.2.2). Pour la première partie, on a pris un pourcentage d'écoulement recueilli de 0,60 et de 1,0 pour la seconde :

- 1ère partie 16 avril 19 mai
- 2ème partie 11 mai 30 mai

Les deux parties se recouvrent légèrement afin de voir la part de l'écart qui revient à ce coefficient. En effet, on a vu qu'il n'y avait pas deux périodes bien tranchées, mais plutôt une évolution continue de ce coefficient entre 0,4 et 1 qui se stabilise ensuite vers 1,0.

	BERLIANDA-KUZMIN	ANDERSON-ANDERSON
1968		
	$R = 0.925 \quad n = 34$	$R = 0.896 \quad n = 34$
	$E_t = 4.61$	$E_t = 4.82$
	$C_1 = 0.89$	$C_1 = 0.89$
	$C_2 = 0.30$	$C_2 = 0.18$
	$C_3 = 0.76$	$C_3 = 0.82$

	BERLIANDA-KUZMIN	ANDERSON-ANDERSON
1970 (I)	$R = 0.708$ $n = 34$ $E_t = 4.24$ $C_1 = 0.73$ $C_2 = -1.30$ $C_3 = 1.49$	$R = 0.758$ $n = 34$ $E_t = 4.63$ $C_1 = 0.68$ $C_2 = -1.75$ $C_3 = 1.77$
1970 (II)	$R = 0.914$ $n = 20$ $E_t = 6.22$ $C_1 = 0.76$ $C_2 = 0.51$ $C_3 = 0.76$	$R = 0.942$ $n = 20$ $E_t = 8.09$ $C_1 = 0.60$ $C_2 = 0.11$ $C_3 = 1.24$

Les conclusions sont les suivantes :

- 1 - Pour les périodes de fusion établies, 1968 et 1970 (II) (mais où figurent fréquemment des regels nocturnes) les résultats sont satisfaisants. Il faut insister sur le fait que jamais les pourcentages d'écoulement, déduits de l'étude préliminaire des données, n'ont été modifiés pour améliorer la coïncidence des deux courbes, observées et calculées.
- 2 - Les mauvaises performances de 1970(I) sont dues à trois raisons :
 - . d'abord, pour les autres cas, nous considérons, au début de la simulation, que la capacité de rétention du manteau était saturée. En effet, on prenait pour début de la période le moment où la fusion commençait (les premiers écoulements apparaissaient) mais progressivement des épisodes antérieurs avaient déjà peu à peu saturé la capacité de rétention du manteau. Or, en 1970, ce ne fut pas le cas, et après une période d'accumulation assez longue, la fonte démarra brutalement, avec des chutes de pluie.
 - . de plus, la valeur en eau à ce moment était très importante : 1040 mm et si on admet pour capacité de rétention 2 à 5 % de la valeur en eau du manteau, cela fait 20 à 100 mm qui peuvent être retenus. L'initialisation avait donc une grande importance, et seules quelques valeurs calculées très excédentaires, en début de période, explique la chute du coefficient de corrélation.

. Enfin, et cela se confond avec ce qui précède, on a vu que le lysimètre, avec trois mètres de hauteur de neige, avait eu une réponse assez douteuse au début. D'ailleurs les courbes 1970 (I) et 1970 (II) ayant une partie commune de 8 jours, on voit que la période(I) est légèrement déficitaire sur la fin, avec un coefficient correcteur de 0.6, alors que (II) est correct avec un coefficient de 1.0.

VII .2.2. Températures en surface

On a trouvé, en 1968 : (cf. fig.20)

$$T_{sc} = 0,65 T_{so} + 0.6 \quad R = 0.93 \quad n = 31$$

Ce résultat était inattendu et semble prouver qu'au moins en période de fusion établie, le calcul du regel nocturne est assez bien approché.

L'année 1970 n'a pas permis la comparaison entre valeurs observées et calculées car la fusion eut lieu par un temps généralement mauvais, avec de fréquentes précipitations pluvieuses et pluvio-neigeuses, et souvent même, il n'y eut pas de regel nocturne.

VII .3. LYSIGRAMMES SIMULES (figure 21)

On donne, pour les quatre années dont nous disposons, les lysigrammes calculés pour les vingt derniers jours de la fusion. Il faut rappeler que la recherche de l'optimum n'a été faite que pour les débits journaliers, donc pour des volumes. Nous comparons cette fois les valeurs de l'écoulement sur le pas de temps de 3h qui est le plus petit incrément utilisé. On constate :

- 1 - Une assez bonne reproduction de l'onde journalière surtout en 1967, 1968 et fin 1970, avec, néanmoins, un retard de 3 h environ sur les maxima, en début de période, provenant sans doute de l'estimation assez douteuse du temps de percolation.
- De plus, la courbe de "tarissement" de notre système a une pente plus accusée que celle qui est observée. Ce défaut provient soit de la façon dont nous calculons le ressuyage du manteau, soit, de la fonction choisie pour le transfert à travers le lysimètre. Comme cet inconvénient semble avoir le même ordre de grandeur tout au long de la période, il est probable que le lysimètre est en cause, mais si nous étalons sa réponse, nous réduisons les maxima et retardons l'écoulement, et il faut, pour compenser, accélérer la fusion et le ressuyage du manteau.

2 - Les résultats médiocres obtenus en 1970 montrent bien les limites de nos formules d'estimation. Les quelques valeurs disponibles pour calculer l'écoulement, et le ressuyage sont en général fonction d'une seule variable, la hauteur du manteau.

Or, il est évident que sa densité et sa granulométrie entrent en jeu, ce qui peut être plus ou moins pris en compte par le fait que en moyenne, la diminution de la hauteur s'accompagne d'une modification de la densité et de la cristallographie. On a donc des valeurs à peu près correctes pour des conditions moyennes. Or, en 1970, on avait un enneigement tel que, trois semaines avant la fin de la fusion, il restait encore plus de 1,5 m de neige, ayant déjà une densité de 0.45 ...

3 - Le petit accident que l'on observe en fin de fusion est généralement dû au fait que le lysimètre se découvre partiellement, d'où un écoulement observé un peu sous estimé. En 1970, la fusion a continué quelques jours encore après la date limite retenue dans le calcul.

Remarque

On ne donne ces courbes que pour le couple d'hypothèses BERLIANDA et KUZMIN (grande longueur d'onde et fonction de vent). Ces hypothèses ne jouent que sur les volumes calculés et il était surtout intéressant de regarder, sur les lysigrammes, les phénomènes de percolation, qui ne dépendent pas de ces hypothèses.

Note

Dans les figures qui suivent, les lettres A.A. ou B.K. figurant dans le titre signifient que l'on a utilisé pour RLWA et $f(\text{Vent})$ le couple de formules Anderson & Anderson ou Berlianda & Kuzmin. Les séries observées sont représentées en trait plein, et les séries simulées en pointillés.

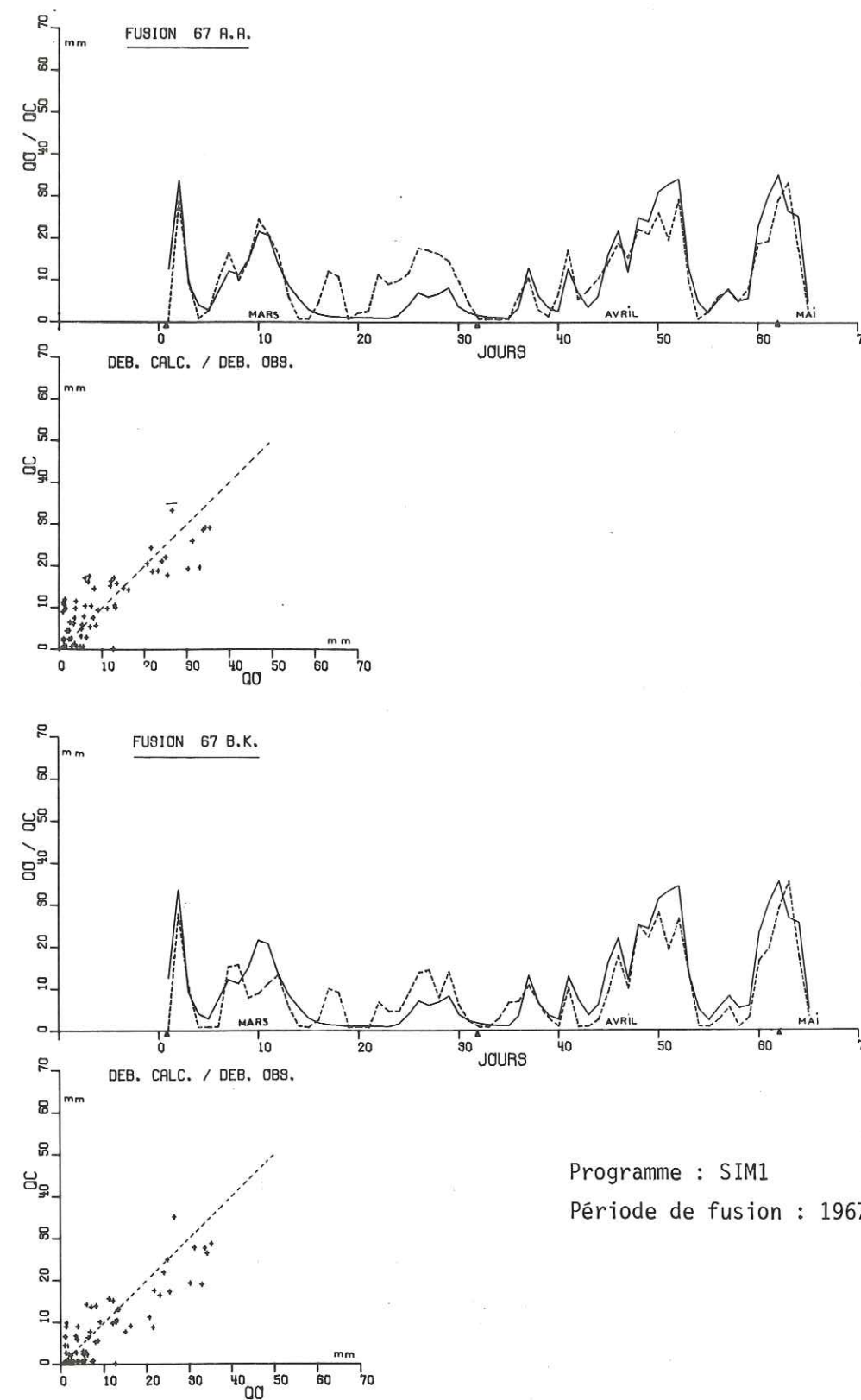


Figure 15

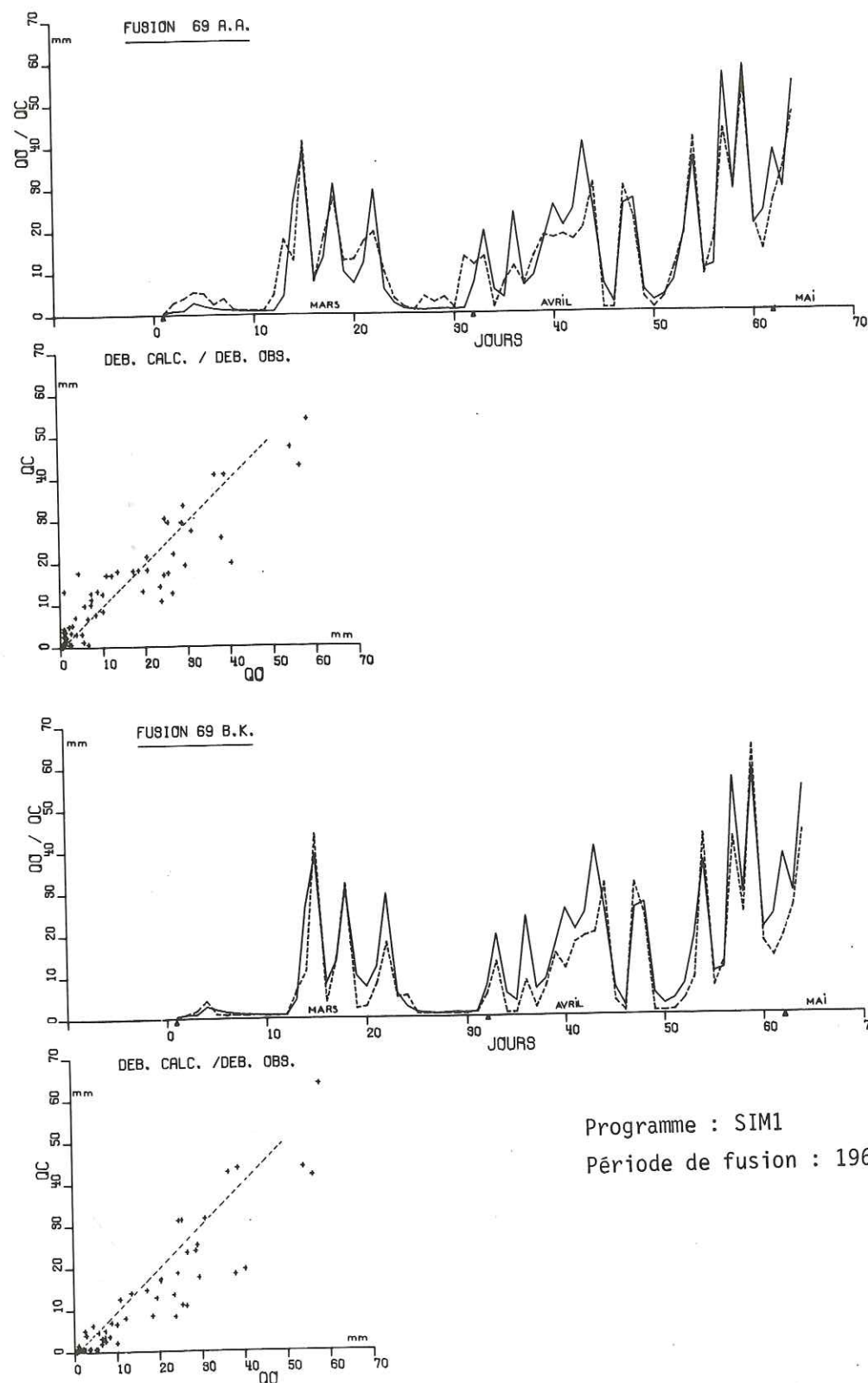


Figure 16

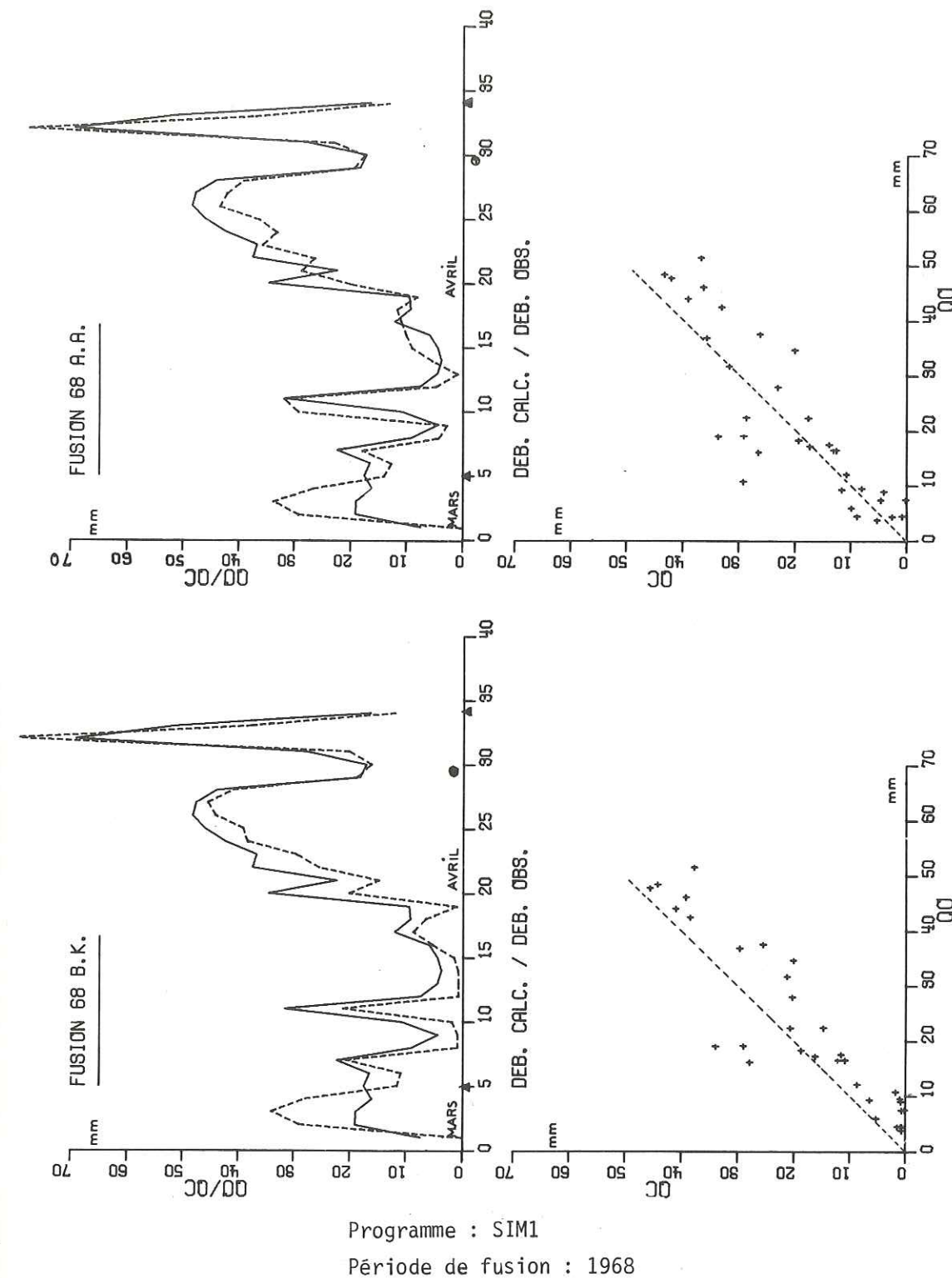
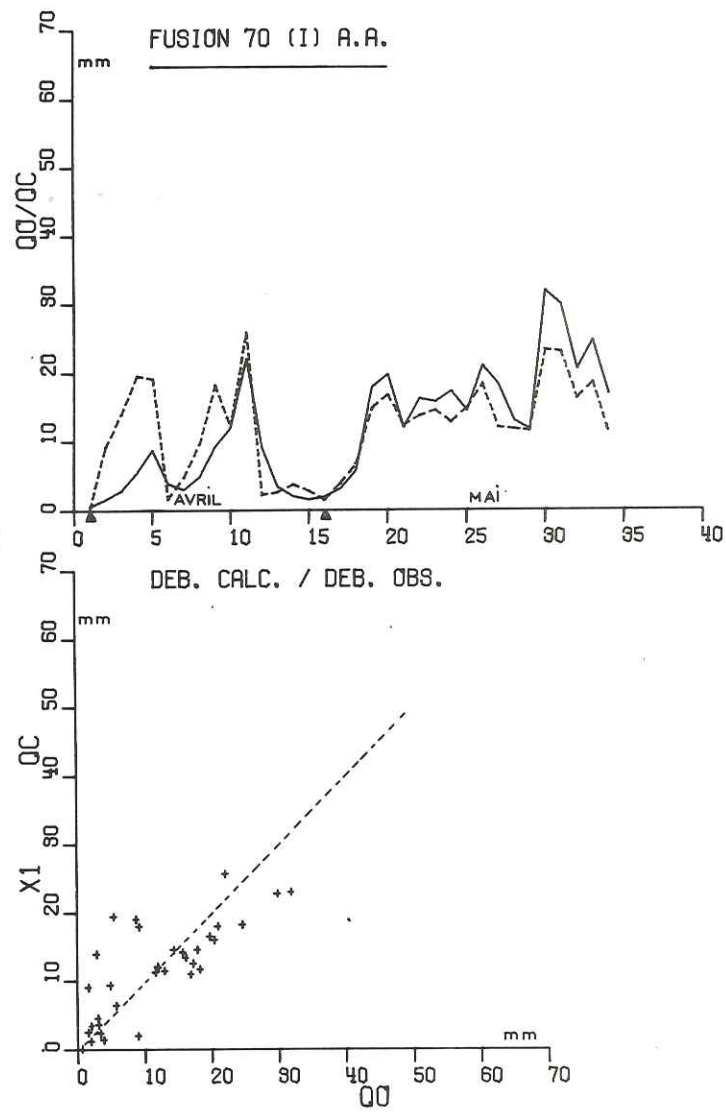
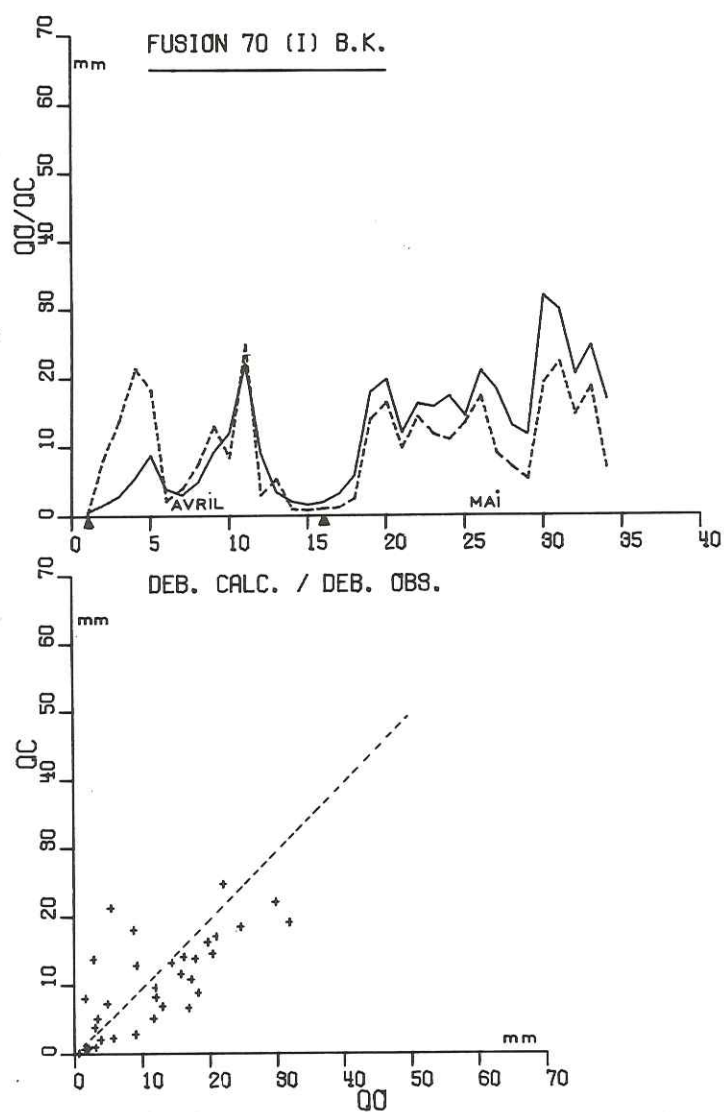


Figure 17

Figure 18

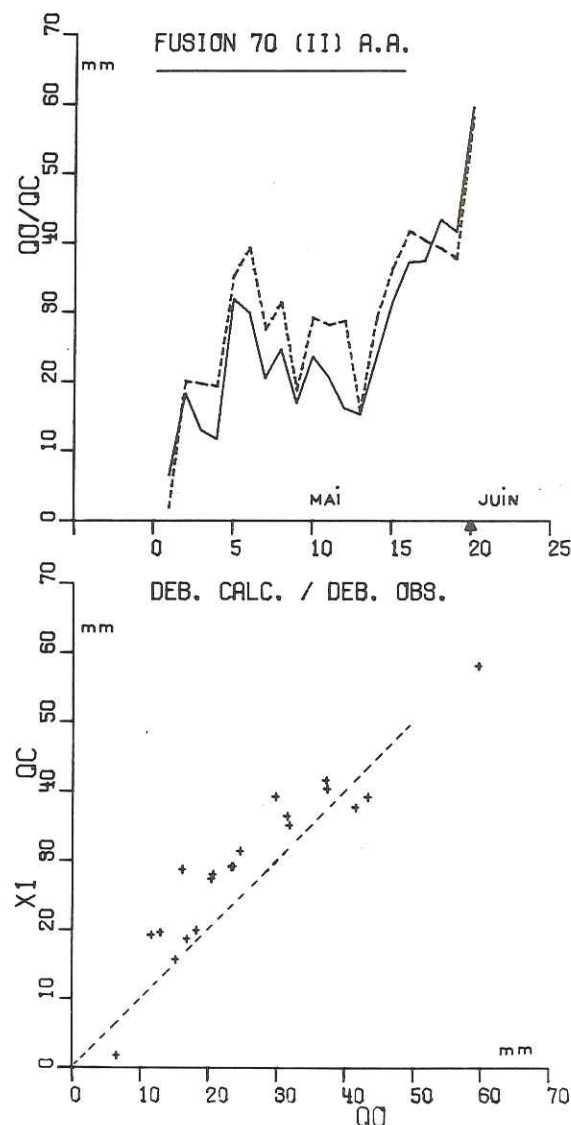
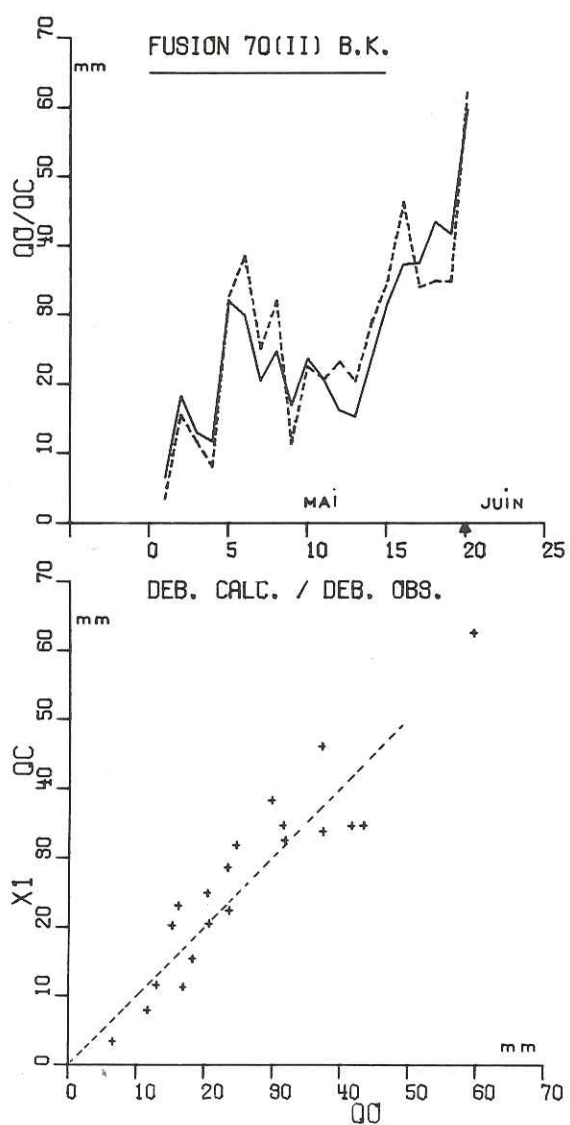
Programme : SIM1
Période de fusion : 1970 (I)



- 90 -

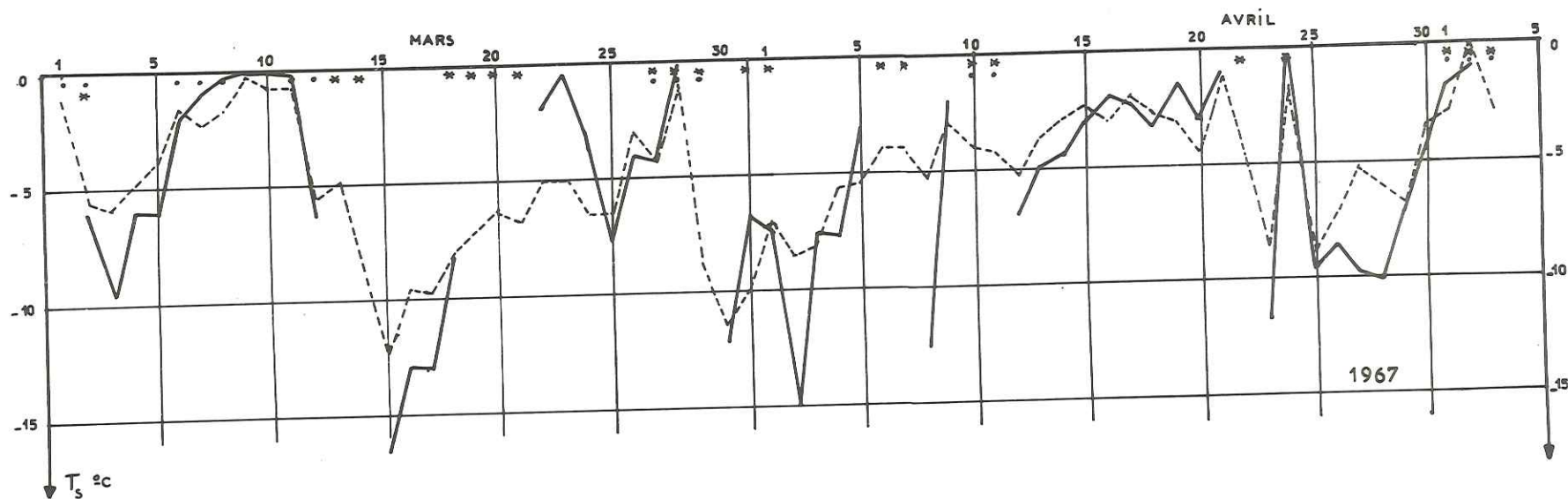
Figure 19

Programme : SIM1
Période de fusion : 1970 (II)

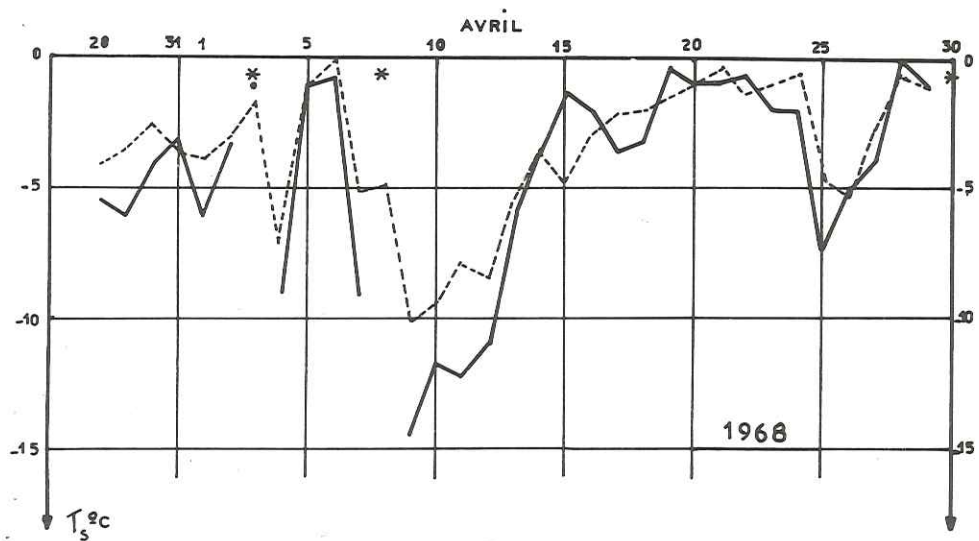


- 91 -

Fig. 20

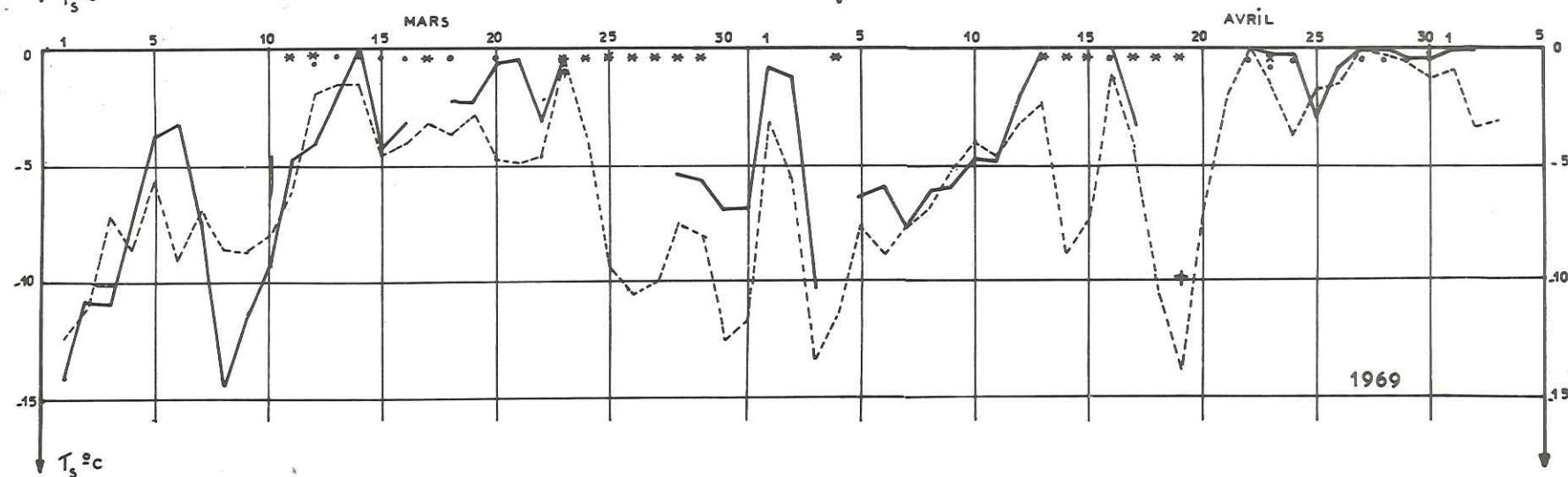


- 92 -



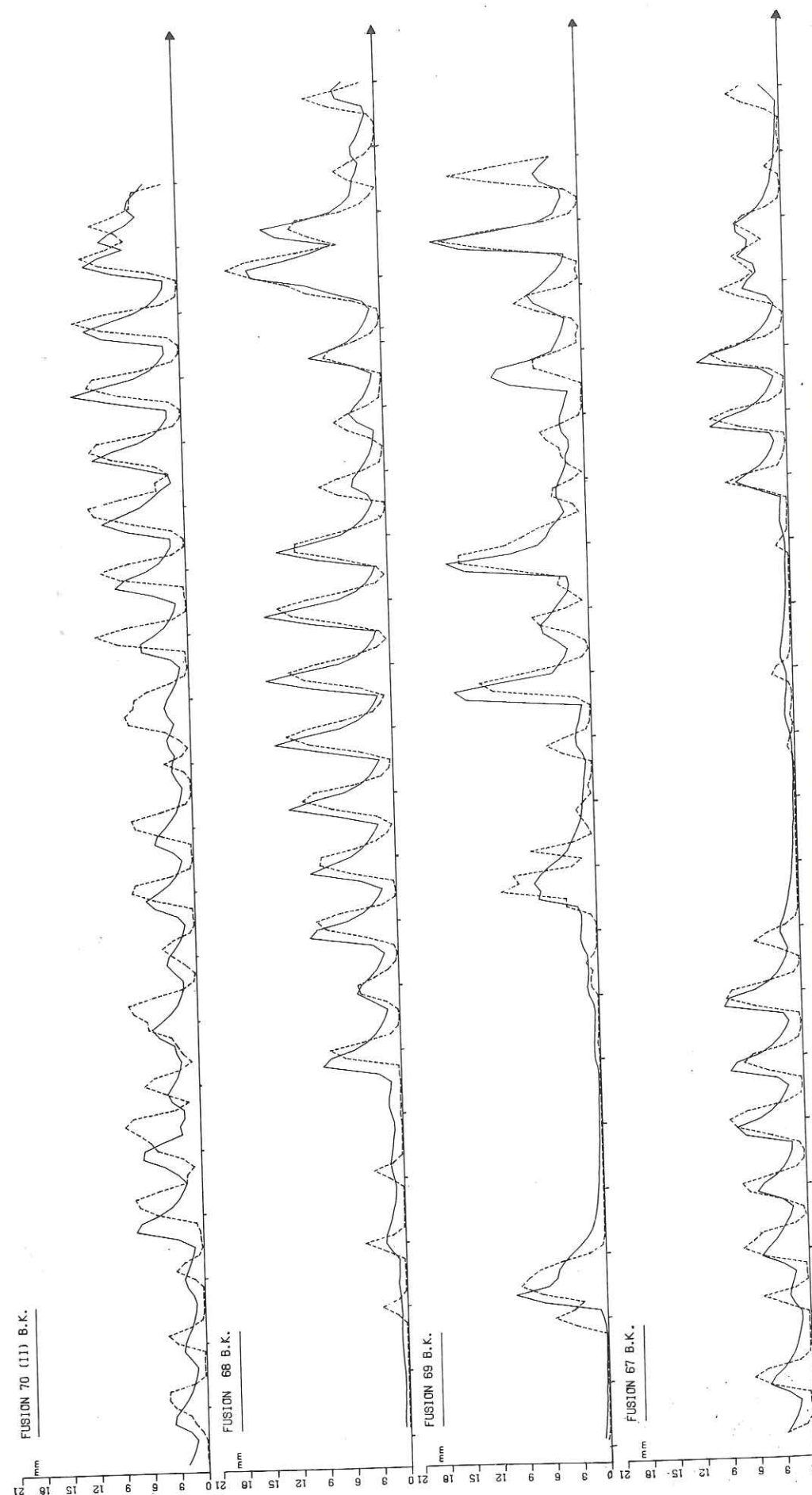
SIMULATION DES TEMPERATURES
MINIMALES SUPERFICIELLES.

- T_s CALCULÉE.
- T_s OBSERVÉE.
- * CHUTE DE NEIGE.
- o CHUTE DE PLUIE.



- 93 -

Fig. 21 - Lysigrammes simulés



CHAPITRE VIII

ÉCOULEMENT EN FORET

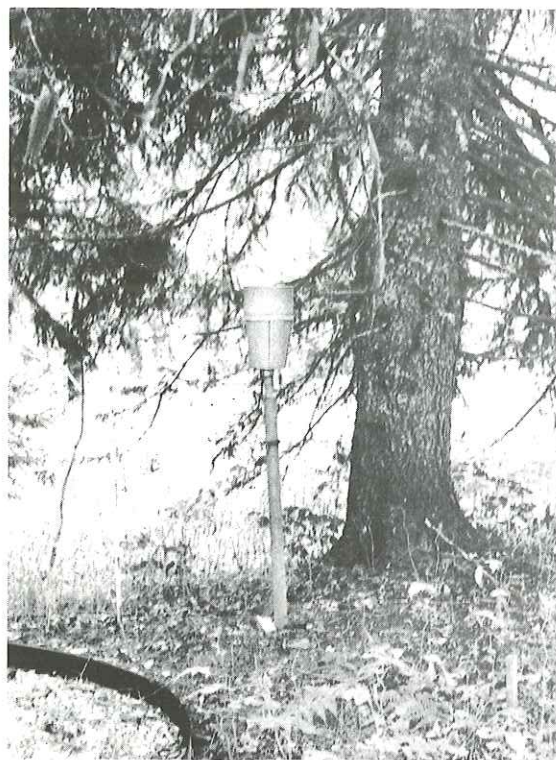
Nous disposons d'un autre bac lysimétrique situé en forêt et complètement ombragé. Ce bac a fonctionné en 1970, en remplacement d'un autre qui, situé en lisière, est assez difficilement exploitable car on ne connaît pas la fraction du rayonnement solaire qui l'atteint (et varie d'ailleurs au cours de l'année). Une seule année de mesure, jointe à la nécessité d'utiliser des variables mesurées en prairie et transposées en forêt, ne permettront pas de conclure vraiment sur la validité du modèle en forêt, et risquent même de donner l'impression que l'on peut ajuster un modèle à n'importe quelle série.

VIII.1. ÉTUDE SOMMAIRE DES DONNÉES

VIII.1.1. Écoulement

On aurait pu, cette fois encore, comparer les diminutions de valeurs en eau du stock aux cumuls des volumes écoulés. Malheureusement, on ne dispose pas de mesure de la valeur en eau en forêt, au voisinage du bac. (La présence des troncs et les quantités de neige qui se déchargent des branches peuvent influencer localement la valeur en eau). On a donc comparé l'évolution des volumes écoulés à la diminution de la valeur en eau en prairie. On donne les résultats dans le tableau et la courbe ci-après.

Le fait que l'on puisse la considérer comme une droite nous fait supposer que, contrairement à la série des écoulements en prairie de 1970, il n'y a pas d'hétérogénéité au cours de la fusion. Par contre, on ne peut rien en déduire sur le facteur correctif à apporter aux débits, ce bac étant dans une pente, et non protégé. Ce coefficient sera donc approché par tâtonnement pour ajuster au mieux le modèle.



A - Pluviomètre "Forêt"



B - Lysimètre "forêt"



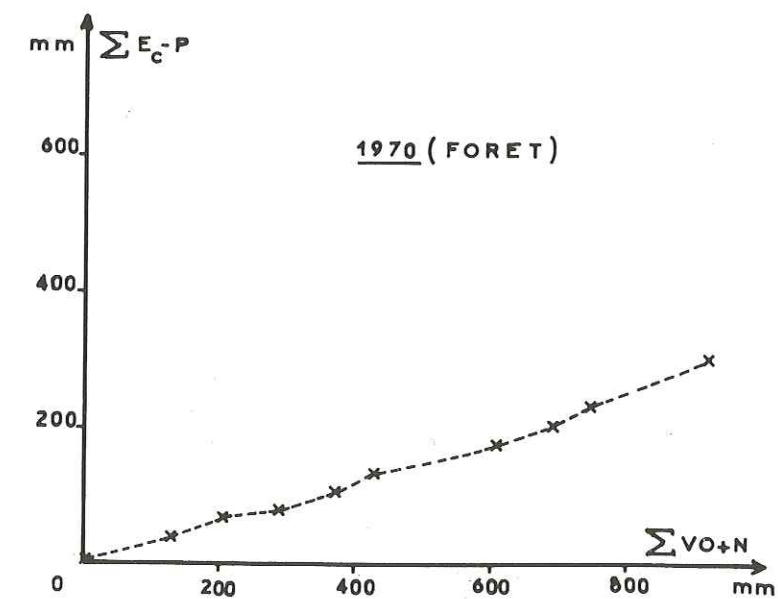
C - Son système de mesure

Photo Ph. BOIS

1970 - BAC FORET

Dates	Pluies	$E_c - P$	Val. Eau	Neige	VO + N
16.IV	0	0	1080	0	0
21.IV	22	32	970	17	127
28.IV	45	70	935	58	204
3.V	46	78	860	67	287
7.V	51	107	780	67	367
13.V	87	137	723	67	426
18.V	124	177	540	67	607
21.V	126	202	460	69	689
24.V	137	233	403	69	746
28.V	159	305	230	69	919

Toutes les valeurs, exceptées celles de l'écoulement, sont celles relevées en prairies.



VIII.1.2. Autres variables

Nous ne connaissons guère certaines variables comme le vent et la précipitation. Faute de mesures, qui devraient être faites dans les mêmes conditions, nous avons supposé que le vent se trouvait diminué de 50 %, ce qui, dans notre cas, devrait être fonction de la direction.

La précipitation en forêt est aussi délicate à interpréter et, bien que mesurée, montre des écarts notables avec les valeurs recueillies en prairie. Outre l'interception par les arbres, qui peut varier, il y a aussi les cas où des branches se déchargent directement dans le pluviomètre. On prendra donc des précipitations égales à 80 % de celles recueillies en forêt, ce qui n'est à peu près exact qu'en moyenne.

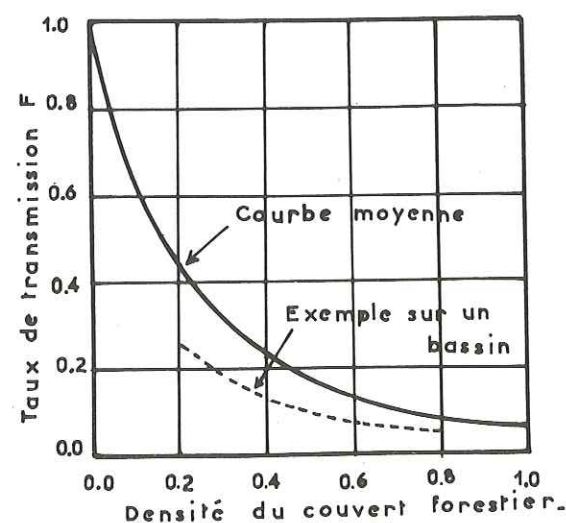
La température, enfin, diffère de celle enregistrée en prairie sous abri. Néanmoins, au cours d'une année antérieure, un abri avait été placé en forêt, montrant :

- . un écart de 1 à 2 degrés sur les valeurs moyennes, plus faibles en forêt ;
- . une amplitude diurne plus réduite (mini. plus haut, maxi. plus faible).

VIII.2. RAPPELS SUR LA FUSION EN FORET

VIII.2.1. Rayonnement solaire

On considère généralement que le rayonnement solaire qui atteint le sol est un pourcentage de la valeur en clairière, variant selon la densité du couvert forestier. Celle-ci est définie comme la projection horizontale du feuillage. Néanmoins, ce pourcentage est influencé par la position du soleil, et la nébulosité (réflexion sur les nuages). On donne la courbe moyenne de transmission du rayonnement solaire en fonction de la densité du couvert forestier (extrait de "Snow Hydrology").



VIII.2.2. Rayonnement de grande longueur d'onde

Cette fois le problème de l'estimation du rayonnement atmosphérique disparaît car le feuillage se rapproche assez d'un corps noir dans le domaine des grandes longueurs d'onde. La partie supérieure du feuillage reçoit le rayonnement solaire, s'échauffe et rayonne vers les parties inférieures, celles-ci rayonnant à leur tour vers la neige. On peut considérer que la base du feuillage est à une température très proche de celle de l'air ambiant, d'où, ici :

$$R_{LWA} = \sigma \cdot T_a^4$$

T_a en °K.

BIBLIOTHEQUE
GRENOBLE - SCIENCES
UNIVERSITAIRE

VIII.2.3. Echanges turbulents

On connaît peu de chose des échanges turbulents en forêt, et toutes les expériences auxquelles on a fait référence dans ce qui précède ont été effectuées en clairière.

Les profils de vent sont certainement très différents, et les températures et humidités relatives peuvent différer de celles observées en prairie même si l'allure des profils n'est pas trop modifiée.

Remarque

Tous ces résultats s'appliquent à des forêts de conifères, cas le plus fréquent en zone d'enneigement, en particulier au Col de Porte.

VIII.3. ADAPTATION DU MODELE ET RESULTATS

VIII.3.1. Compte tenu de ce qui précède, nous avons introduit différentes fonctions permettant de tenir compte de la densité F du couvert forestier.

- Le rayonnement solaire observé en prairie R_{sw} est devenu, $R_{sw}(1-F)$. Néanmoins nous avons supposé que l'albedo restait égal à celui de la neige en prairie.
- Le vent a été multiplié par un coefficient qui peut varier entre 0.5 et 1.0.
- La température de l'air en forêt est déduite de celle en prairie par :

$$R_e \times (T_{\text{air prairie}} - T_{\text{moy}}) + T_{\text{moy}} = \Delta T$$

où $T_{\text{moy}} = (T_{\text{min}} + T_{\text{max}})/2$ en prairie.

R_e = facteur de réduction de l'amplitude journalière.

$\Delta T = 1$ à 2° , écart entre les moyennes respectives, en prairie et en forêt.

- Le rayonnement atmosphérique R_{LWA} , calculé par une formule d'estimation quelconque, est remplacé par :

$$R_{LWA} (1 - F) + F \times \sigma \times T_a^4$$

- La précipitation a été affectée d'un coefficient 0.8 .
- Compte tenu de la nature du lysimètre (bac rempli de gravier assez grossier, donc à ressuyage rapide), on a accéléré le transfert de la lame d'eau à travers cette partie du système, en augmentant le coefficient μ .

VIII.3.2. On a cette fois, un ajustement assez remarquable puisque pour $n = 45$, $R = 0.938$. Pour cela nous avons pris les coefficients suivants :

- . réduction des précipitations : 0.8 ;
- . réduction de l'amplitude journalière des températures : 0.8 ;
- . décalage des températures moyennes entre prairie et forêt : $-1.5^\circ C$;
- . densité du couvert forestier : 0.9 ;
- . coefficient affectant les débits observés : 0.9.

Le choix des paramètres, excepté le dernier, a été fait par tâtonnement pour améliorer R . Les valeurs obtenues étant excédentaires, on a pris un coefficient de 0.9 sur les débits. Toutefois, cette valeur ne signifie pas que l'on ait effectivement un lysimètre déficitaire. Elle vient peut être compenser l'excédent de débit dû à un autre paramètre.

Les calculs n'ont été effectués que dans l'hypothèse de BERLIANDA pour estimer le rayonnement atmosphérique qui ici, n'intervient que sur les 10 % de la surface considérés comme non couverts.

Enfin, le vent a été conservé tel que mesuré en prairie, car il y bénéficie déjà de l'abri du couvert forestier. Différentes valeurs du pourcentage de correction, n'ont pas fait varier sensiblement l'ajustement.

Les lysigrammes des écoulements de 3h en 3h sont aussi très satisfaisants, à un déphasage près qui est dû au calcul du temps de transfert dans la neige ou dans le bac. Par contre, les étalements des lames d'eau coïncident bien. Là encore, on n'a pas cherché à optimiser la simulation des écoulements de 3h en 3h.

Il faut cependant remarquer que le calcul en forêt est grandement facilité par le fait que les arbres rayonnent comme des corps noirs et évitent ainsi d'avoir à estimer le rayonnement atmosphérique.

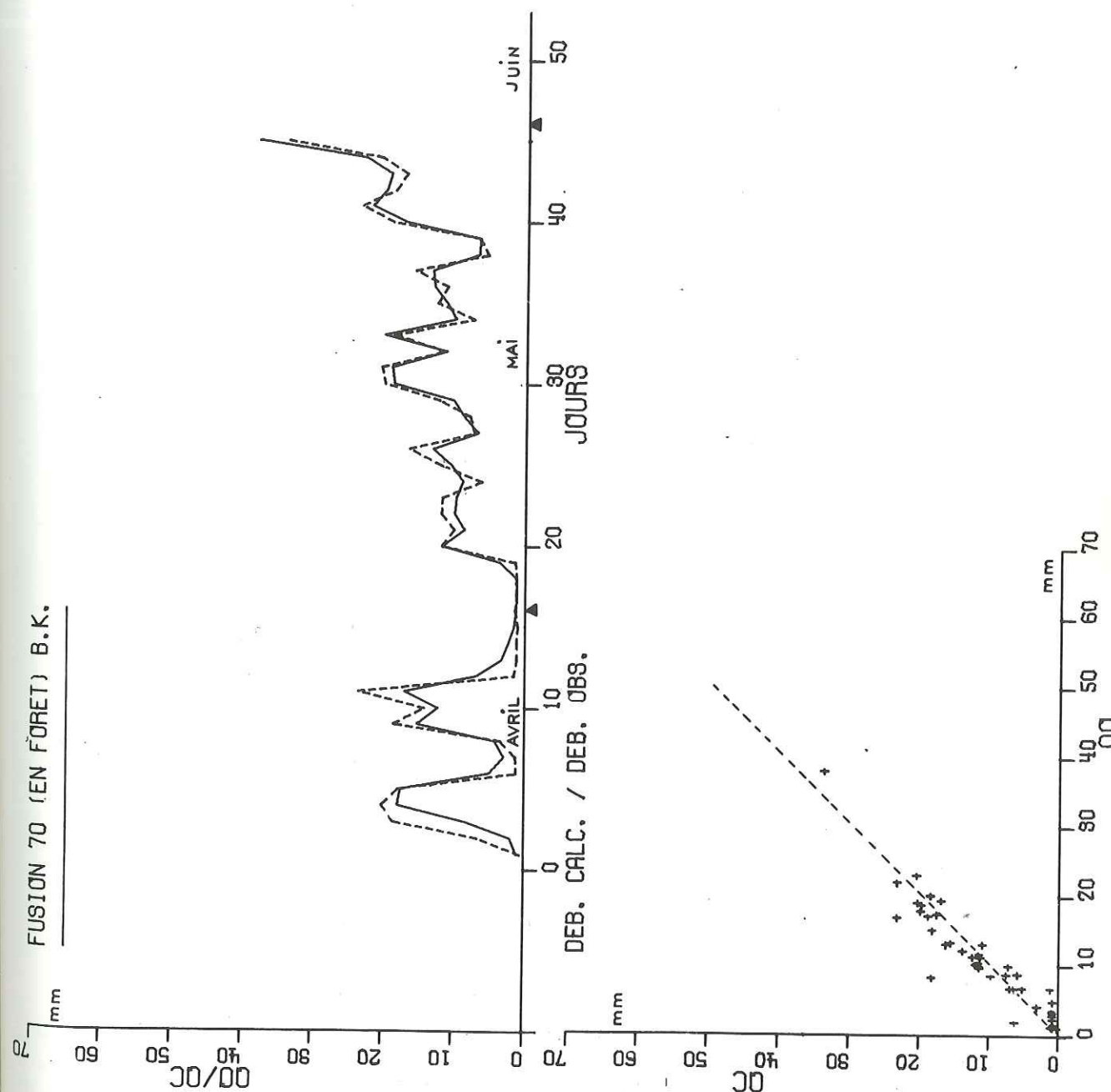


Figure 22

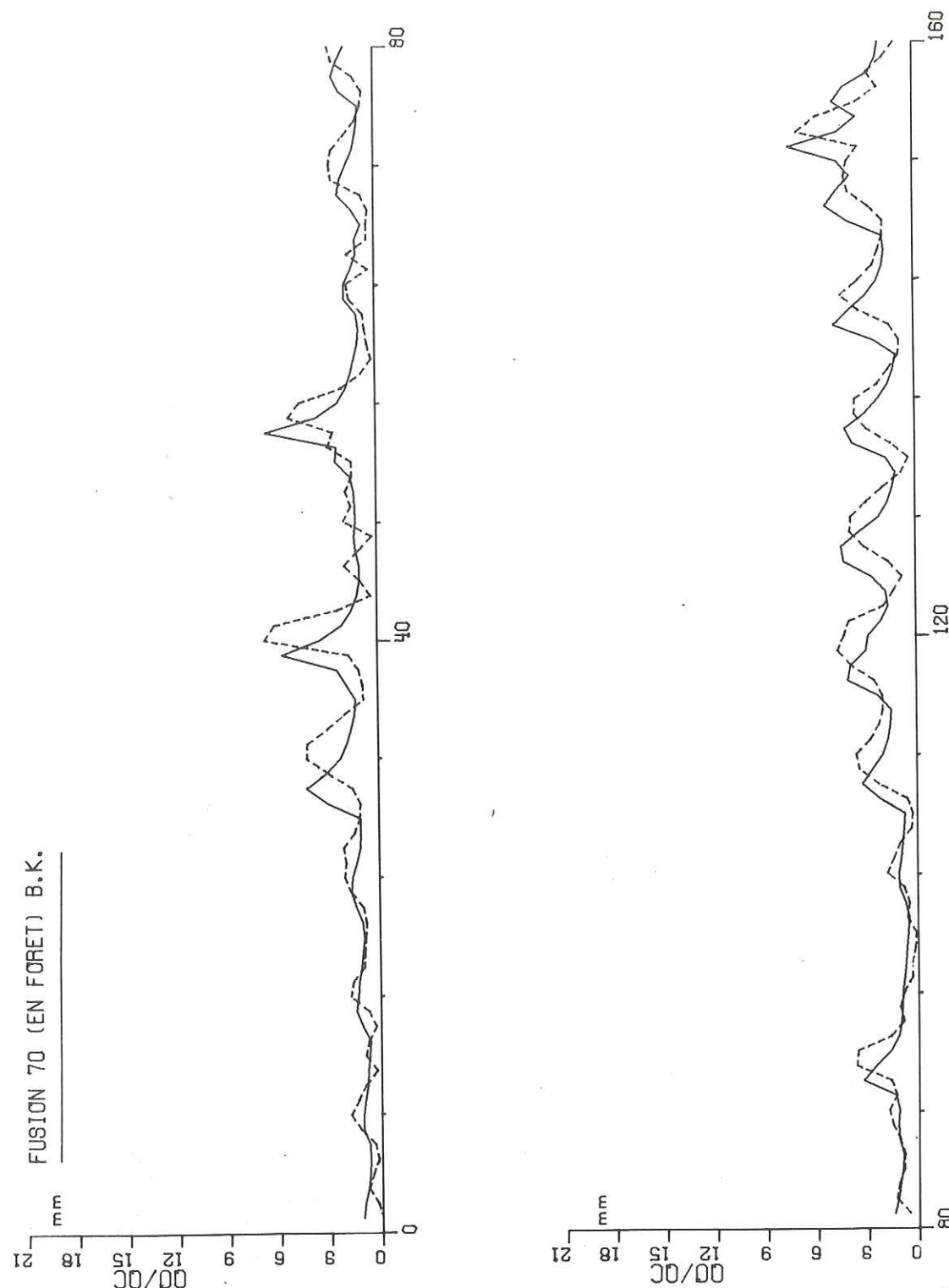


Figure 23

CHAPITRE X

AUTRES RESULTATS

Jusqu'ici, nous avons utilisé toutes les variables dont nous disposions pour chercher à simuler au mieux la série des débits. Nous allons maintenant supposer que certaines données ne sont plus disponibles. On pourrait soit modifier le modèle pour ne plus les utiliser, soit les estimer en gardant le même modèle, ce que nous proposons.

X.1. SIMULATION SOUS DONNEES NIVOMETRIQUES

X.1.1. Modification du modèle

Supposons que l'on ne dispose plus des mesures de valeurs en eau et de hauteurs journalières, qui étaient jusqu'à présent réinitialisées chaque jour, ainsi que des mesures de densité superficielle, en particulier lors des chutes de neige.

- Pour la valeur en eau, sa valeur se déduira de la valeur initiale par soustraction des lames d'eau successives qui s'écoulent.
- Pour la hauteur, outre l'ablation due à la fusion (qui dépend de la densité superficielle ρ_s car pour une lame l , on a $\Delta H = \frac{l}{\rho_s}$), on supposera en outre qu'il y a tassement, même en l'absence de fusion, selon une loi du type :

$$\frac{\Delta H}{H} = k_2 H \times (\rho - 0.5)$$

où ρ est la densité globale du manteau, k_2 un paramètre qui, sur une base de 3h et avec H en mm, est de l'ordre de 2 à $5 \cdot 10^{-6}$, la valeur 0.5 étant considérée comme la limite supérieure de la densité globale du manteau. (En fait, on dépasse rarement 0.45).

. La densité de la neige fraîche n'étant plus mesurée, on l'estime à partir de la relation :

$$\rho_{NF} = \rho_o + \frac{(T_{prec} + 12)^2}{1000}$$

où T_{prec} est la température de la précipitation, que nous avons supposé égale à celle de l'air au moment de la chute. Cette relation a été comparée aux valeurs recueillies au Col de Porte pendant les hivers 65-66 et 66-67 (MEYER - Note EERM 249). Le moins que l'on puisse dire est qu'il y a une assez forte dispersion. On la retrouve d'ailleurs dans les mesures de BOSSOLASCO et DAGNINO (LLIBOUTRY - op. cité, page 213, Tome I) pourtant limitées aux cas où il n'y avait pas de vent pendant la chute. On peut donc s'attendre à une certaine dispersion dans cette estimation, ce qui va compromettre :

- a - les valeurs ultérieures de ρ_s , déduites de la valeur initiale pendant la chute, donc les variations de la hauteur, qui seront trop fortes ou trop faibles selon que ρ_s est trop faible ou trop fort.
- b - le calcul des transferts par conduction, réglés par ρ_s .
La quantité de frigories mise en jeu par le regel nocturne sera modifiée et affectera les débits journaliers.
- c - enfin, l'étalement des lames de fusion superficielle et leur ressuyage.
Liés à la hauteur calculée, toute erreur sur celle-ci modifiera la chronologie de l'écoulement.

X.1.2. Résultats

On ne va plus seulement considérer les débits journaliers mais envisager plutôt l'évolution globale du stock de neige au sol, c'est-à-dire que l'on comparera : (fig. 24 à 27)

1. les valeurs en eau et les débits cumulés, calculés et observés ;
2. les hauteurs de neige calculés et observées.

En remarquant bien que les écarts sont cumulatifs ce qui, même avec une bonne corrélation entre débits journaliers, peut donner des valeurs cumulées divergentes. Dans le cas particulier de la hauteur, rappelons que les écarts proviennent non seulement de la loi d'estimation du tassement, mais aussi :

- . des erreurs sur l'estimation de la valeur en eau, qui se répercutent sur la hauteur multipliées par l'inverse de la densité ;
- . des erreurs sur l'estimation de la densité de la neige fraîche, ce qui induit une erreur importante (100 % parfois, sur les hauteurs des précipitations neigeuses. Pour ces raisons, nous étudierons aussi :

3. les densités apparentes, calculées et observées, de la couche de neige (car, même si l'on se trompe sur les valeurs en eau, l'erreur qui en résulte sur la hauteur ne se répercute pas sur la densité).

Enfin, rappelons que le choix des paramètres, auquel nous nous tiendrons ici, a été fait pour améliorer la simulation des débits journaliers, particulièrement les plus forts. Il faudrait ici le modifier pour que débits observés et débits calculés aient même moyenne, mais rappelons qu'une erreur systématique sur la mesure des débits n'est pas à écarter.

On a constaté :

- 1 - L'abaissement général des coefficients de corrélation entre valeurs observées et calculées. Cela n'étonne pas pour les périodes de test, qui avaient permis de chercher un "optimum" de R en réglant les paramètres, mais on observe la même chose sur les autres périodes. Il semble donc que l'absence de ces données dégrade l'ajustement, qui reste quand même fort comparable au précédent. Nous n'avons donc pas redonné les séries "débits observés - débits calculés en fonction du temps".
- 2 - Les courbes de comparaison entre valeurs en eau calculées et observées, ou débits cumulés calculés ou observés, sont assez satisfaisantes. On remarquera cependant l'influence des hypothèses choisies.
- 3 - Les remarques sont les mêmes pour les hauteurs, en dépit de certains accidents dûs à l'estimation de la densité de la neige fraîche, qui s'ajoutent à la sous-estimation des débits.
- 4 - Par contre, la densité, elle, est très sensible aux erreurs, surtout en 1969 où l'on a, en fin de fusion, une valeur en eau légèrement déficitaire et une hauteur légèrement excédentaire, d'où une amplification de l'erreur.

Rappelons que la valeur en eau mesurée est obtenue en des points quelconques du site de mesure, tandis que la hauteur observée est la moyenne des mesures effectuées sur 5 perches à neige réparties sur le terrain de mesure. Par conséquent, leurs valeurs peuvent différer légèrement de celles correspondant au lysimètre, et dans les derniers jours de la fusion, leur rapport n'a plus aucun sens pour le calcul de la densité.

R e m a r q u e

On aurait pu fournir également l'exemple du calcul avec réinitialisation hebdomadaire des variables nivologiques, ce qui correspondrait à la fréquence des campagnes de mesures effectuées dans les bassins de montagnes.

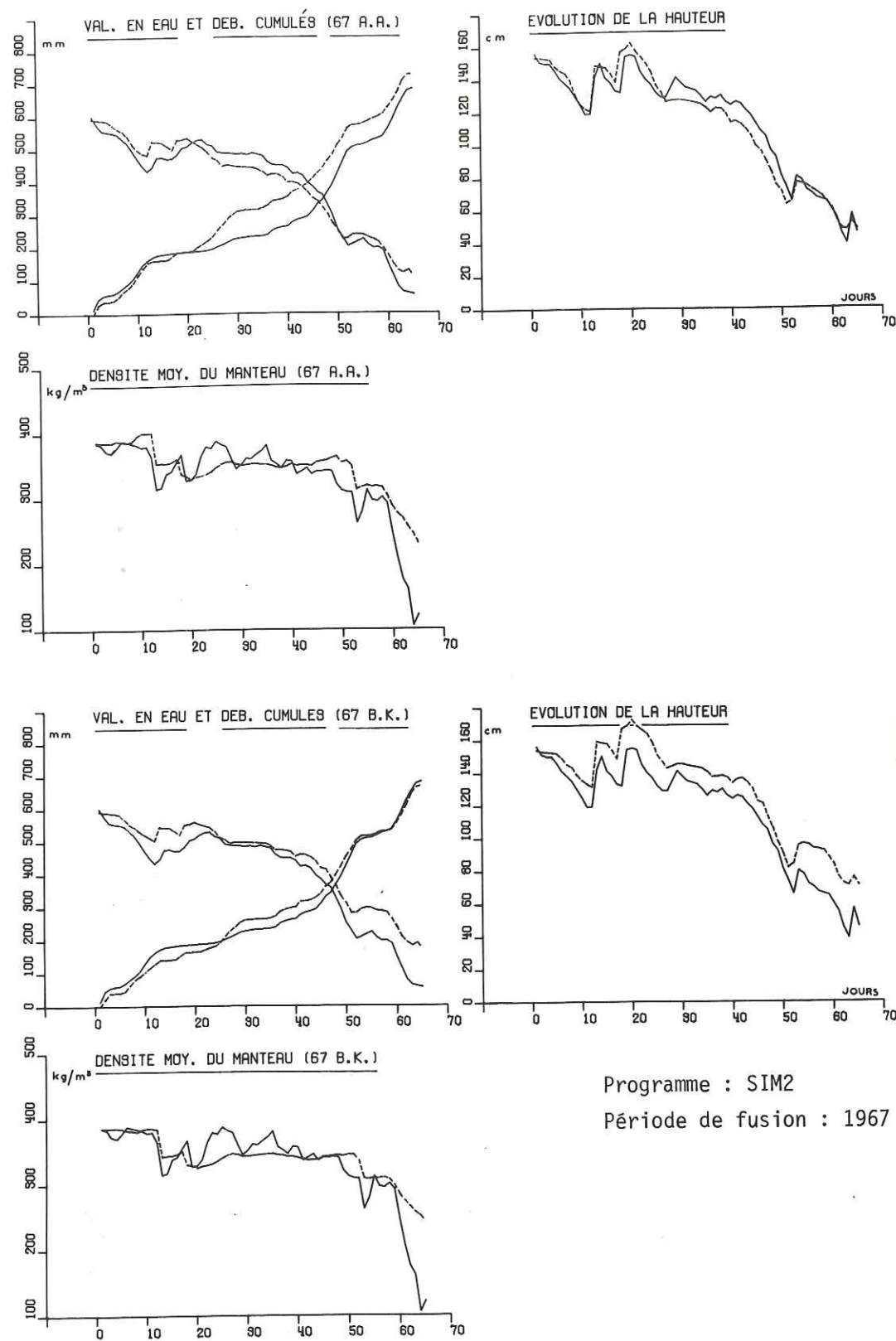


Figure 24

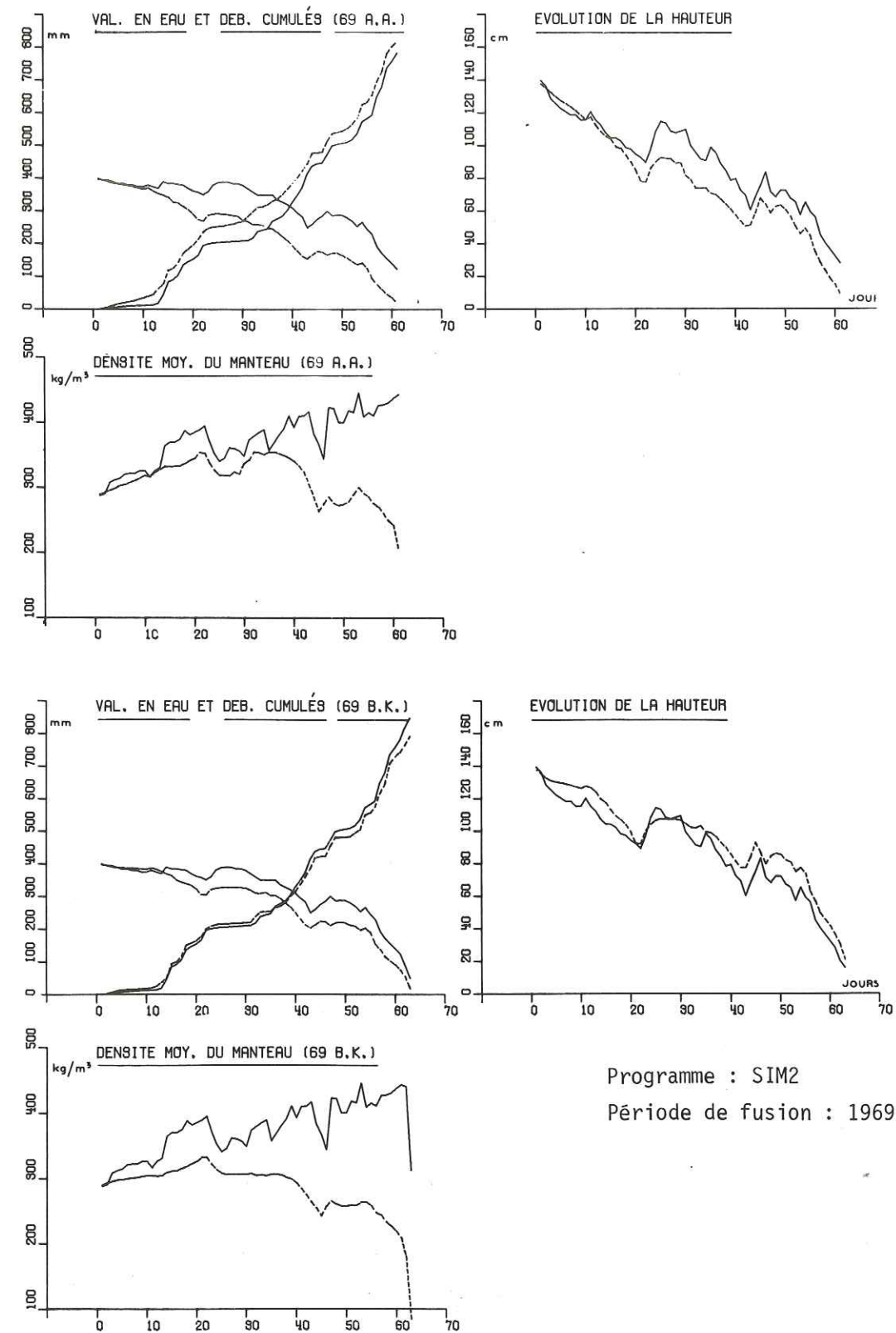


Figure 25

Figure 26

Programme : SIM2

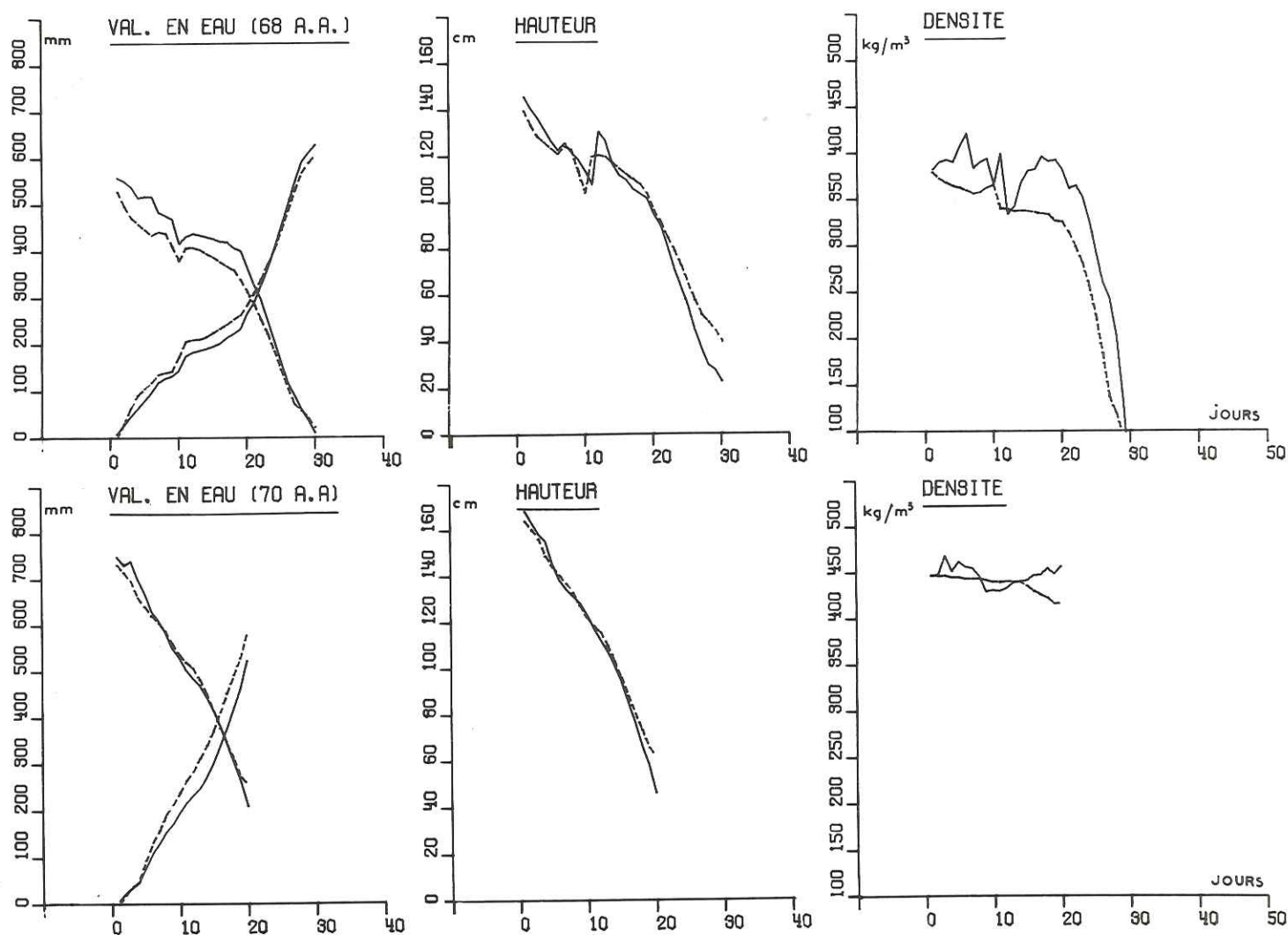
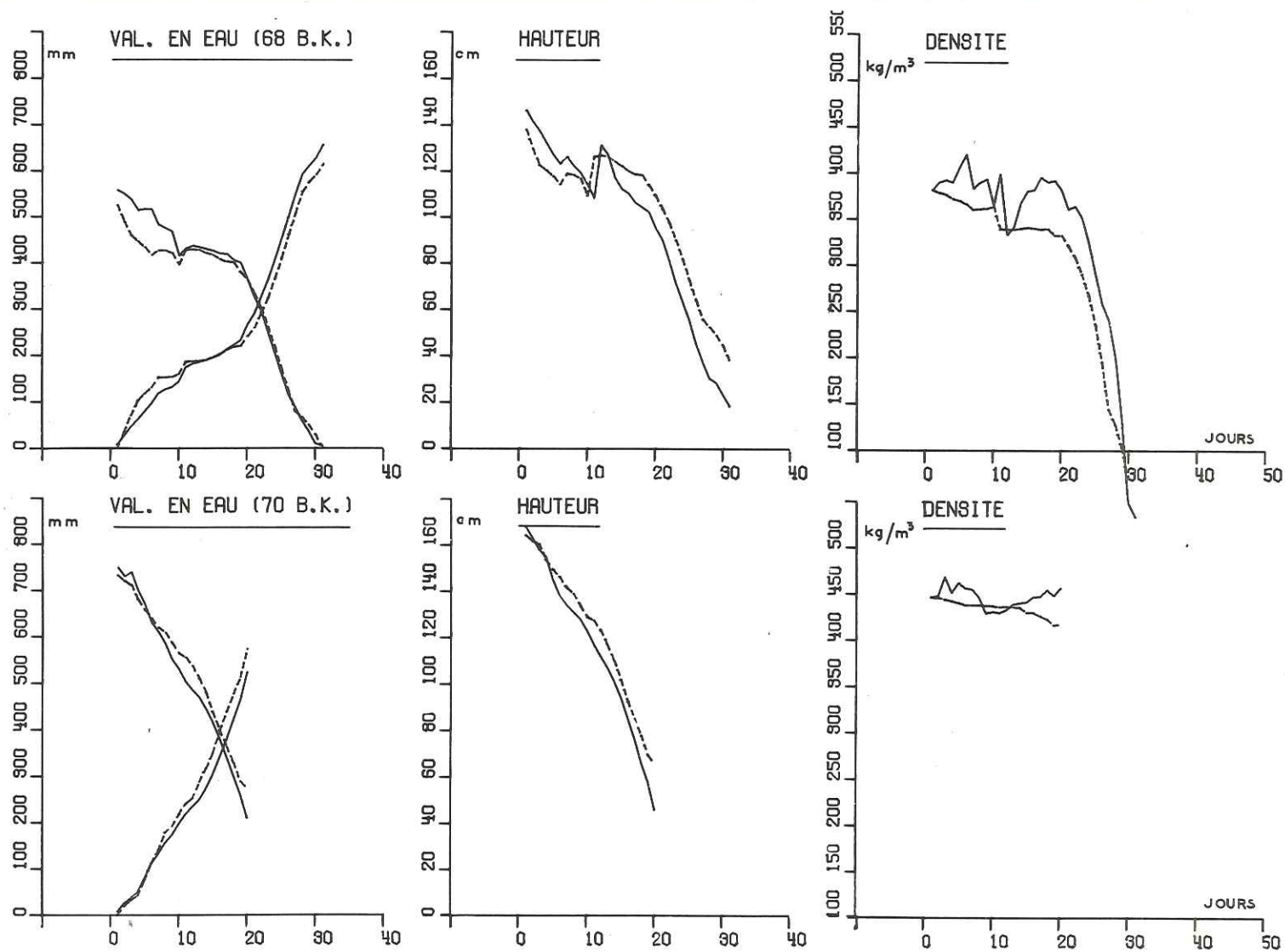


Figure 27

Programme : SIM2



X.2. SIMULATION AVEC DES DONNEES METEOROLOGIQUES SIMPLES

Nous considérons ici encore que les données nivométriques ne sont pas disponibles, et que de plus, les données météorologiques se réduisent à des observations simples et couramment effectuées, soit :

- . températures mini et maxi
- . humidités relatives mini et maxi
- . pluviogrammes
- . nébulosité.

Nous allons donc adapter le modèle pour n'utiliser que ces "entrées", c'est-à-dire que, la structure logique restant inchangée, nous estimerons préalablement les quantités qui ne sont plus mesurées.

X.2.1. Estimations

a - Estimation de la température et de l'humidité relative de 3 h en 3 h :
On a considéré que, en général, la courbe d'enregistrement des températures était voisine d'une sinusoïde, ayant son minimum vers 04 h et son maximum vers 16 h. (En fait, le maximum a lieu légèrement plus tôt et il faudrait caler 2 portions de sinusoïde différentes entre mini-maxi et maxi-mini). A l'échelle de 3h, nous avons donc pris pour les huit intervalles de la journée :

$$T_a [i] = \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} + (T_{\max} - T_{\min}) \sin \pi \left(\frac{i}{4} - 1 \right)$$

ce pour le $i^{\text{ème}}$ pas de temps de la journée.

Cette hypothèse est assez légitime par temps clair et stable, encore que la courbe retenue ait une amplitude supérieure à celle des valeurs de 3 h en 3 h (puisque'elle passe par $T_{\min}$ et $T_{\max}$). Par contre, par temps nuageux et perturbé, le maximum et le minimum peuvent être très ponctuels (éclaircies diurne ou nocturne, réflexion sur les nuages, etc ...).

Nous avons fait de même pour l'humidité relative, ce qui est moins légitime, car le maximum est souvent 100 %, mais cette valeur a pu être observée pendant plusieurs heures, ce n'est plus un maximum ponctuel.

Là encore l'hypothèse est relativement valable par temps clair et stable, ainsi que pour les journées à fortes précipitations (où $H_{\min}$ et $H_{\max}$ sont pratiquement confondues).

b - Estimation du rayonnement incident.

Comme nous l'avons vu précédemment, on peut estimer le rayonnement "potentiel", ou le rayonnement maximal possible en un point, soit par régression à partir de valeurs observées, soit à l'aide de tables prenant en compte la latitude, la date, l'exposition et la pente du lieu où l'on effectue l'estimation.

De plus, il nous faut estimer la fraction de cette quantité qui est effectivement parvenue ce jour là. Ici encore, des abaques tenant compte de la durée d'insolation, ou de la nébulosité, permettent d'obtenir une valeur approchée, mais nous avons préféré l'approcher en mettant en corrélation, sur les observations disponibles :

Rap : rapport du rayonnement global incident au rayonnement global incident maximum.

avec :

$\Delta T = T_{\max} - T_{\min}$	: amplitude journalière des températures
$H_{\max} - H_{\min}$	: amplitude journalière des humidités relatives
$T_{\max}$	: température maximale journalière
Vent	: parcours journalier du vent
PL	: quantité de pluie recueillie
Neb	: nébulosité moyenne.

Il est évident que certaines quantités, comme PL et Neb, qui représentent une moyenne sur la journée, peuvent être dues à des événements nocturnes sans effet sur Rap. De même, en cas de ciel partiellement couvert, les réflexions sur les nuages peuvent biaiser fortement l'estimation ponctuelle. Il faut donc s'attendre à une certaine dispersion. Les variables significatives retenues ont été : Neb, ΔT et PL. Toutefois, à propos de PL, il est évident que ce n'est pas la quantité de pluie qui influe sur Rap, mais le fait qu'il y ait eu ou non de la pluie.

De plus, pour certaines valeurs fortes de la pluie, Rap calculé devient négatif.

Nous avons donc remplacé PL, variable continue, par PL, variable dichotomique :

PL = 0 si la valeur journalière de la pluie est < 5 mm

PL = 1 si la valeur journalière de la pluie est > 5 mm

Les corrélations obtenues sont d'une qualité identique (légèrement supérieure en traitant année par année).

On trouve :

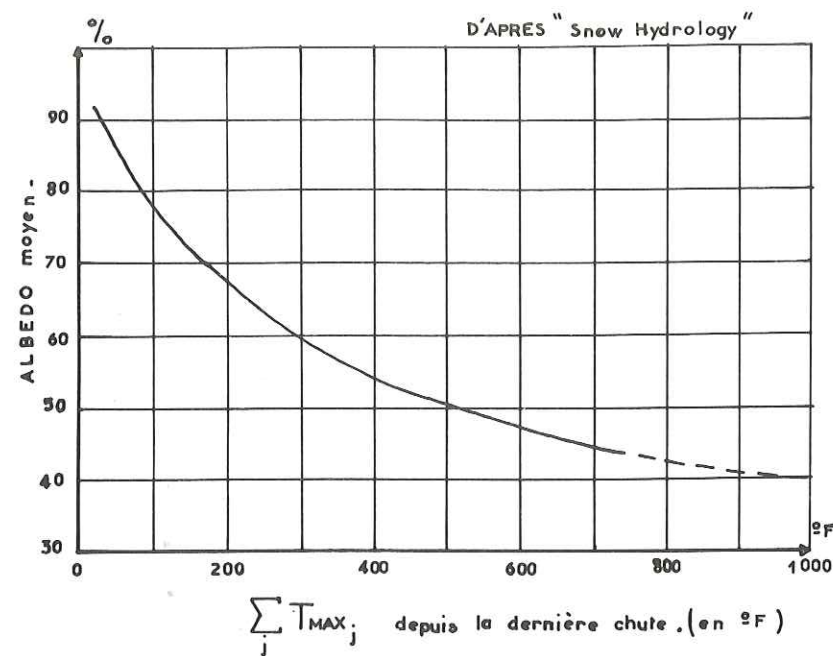


Fig. 30

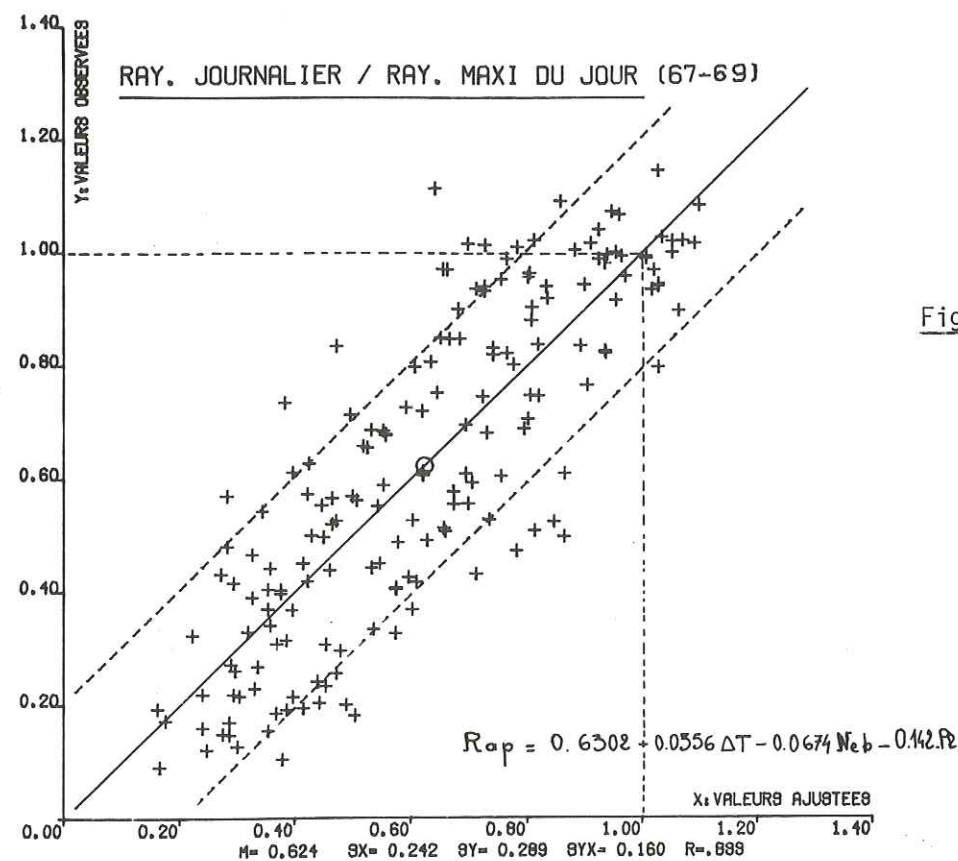


Fig. 29

1967	R = 0.86	N = 76
1968	R = 0.80	N = 34
1969	R = 0.88	N = 64

et sur l'ensemble des périodes :

$$\text{Rap} = 0,6302 + 0,0356 \Delta T - 0,0674 \text{ Neb} - 0,1422 \text{ P1}$$

avec : R = 0.833 N = 174.

On donne les graphiques valeurs calculées - valeurs observées. (fig.29)

Remarque

Cette relation pourrait sans doute être améliorée par des essais systématiques sur le seuil choisi (5 mm) pour pluie ou non pluie, ainsi que par des transformations sur les variables.

c - Estimation de l'albedo.

C'est l'un des points délicats du modèle car l'erreur sur l'albedo vient multiplier celle qui a pu être faite sur Rap. Or, on peut assez difficilement le relier à d'autres variables.

On l'exprime généralement en fonction :

- du nombre de jours depuis la dernière chute de neige, mais alors c'est une valeur moyenne assez grossière ;
- du nombre de degrés-jours positifs reçus depuis la dernière chute.

Nous choisirons celle-ci, en remarquant bien qu'il s'agit en fait d'une relation statistique moyenne, et que l'albedo du jour dépend en fait des échanges thermiques antérieurs (dont les degrés-jours cumulés sont un bon index) qui ont modifié la nature des cristaux superficiels.

On donne la courbe, extraite de "Snow of Hydrology" sur laquelle nous avons ajusté une exponentielle : (fig. 30)

$$A = A_0 e^{-0.03 \sqrt{\Theta}}$$

où $\Theta = \sum \text{températures maximales journalières en } ^\circ\text{Fahrenheit}$

$$\Theta = \sum_j (32 + \frac{9}{4} T_{\text{max}} ^\circ\text{C}).$$

En général, on prendra pour A_0 , albedo de la neige fraîche, la valeur 0,75, bien qu'en période d'accumulation il puisse être supérieur. La valeur minimale, de l'ordre de 0.4, n'est généralement atteinte qu'aux derniers jours de la fusion.

Remarque

Il faut rappeler que nous avons lié la croissance de la densité superficielle à la décroissance de l'albedo.

d - Estimations diverses.

Devant la faible influence relative des phénomènes de transferts turbulents, nous avons pris :

P_{atm} = Pression atmosphérique standard à 1350 m = 870 mb

Vent = Vent moyen, car, sur le site abrité où sont effectuées les mesures, il y a relativement peu de vent.

En d'autres endroits, on pourrait se contenter d'un vent coté en échelle Beaufort, voire utiliser une mesure en un lieu voisin. Cette remarque reste valable pour la nébulosité.

X.2.2. Résultats

On donnera, ici encore, les résultats bruts obtenus en utilisant les mêmes valeurs des paramètres qu'aux chapitres précédents. On constate évidemment de nouvelles dégradations des performances, mais des essais systématiques de modification des paramètres pourraient les compenser partiellement, au détriment de leur signification physique.

Le croquis ci-joint montre les répercussions des erreurs d'estimations sur le calcul des lames d'eau de fusion.

On pourra comparer les courbes fournies aux simulations précédentes (avec variables nivométriques et sans). Les conclusions sont les suivantes : Dispersion accrue entre valeurs calculées et valeurs observées. On peut regarder comment évoluent les critères, par exemple celui de Nash, C1, et celui de Roche C3, ainsi que le coefficient de corrélation, dans les hypothèses BERLIANDA-KUZMIN par exemple :

	1967			1968		
	R	C1	C3	R	C1	C3
Avec variables nivométriques	0,869	0,78	0,79	0,924	0,89	0,76
Sans variable nivométrique	0,867	0,79	0,76	0,906	0,89	0,72
Avec T, H, Précip. et Neb	0,809	0,41	0,99	0,832	0,69	1,09

	1969			1970 (II)		
	R	C1	C3	R	C1	C3
Avec variables nivométriques	0,925	0,89	0,76	0,914	0,76	0,76
Sans variable nivométrique	0,919	0,88	0,92	0,867	0,75	0,75
Avec T, H, Précip. et Neb	0,887	0,59	1,21	0,620	0,41	0,96

Rappelons que, lorsque l'ajustement se détériore, C1 et R décroissent à partir de 1, alors que C3 augmente. Cependant cette dispersion respecte l'allure générale du lysigramme simulé.

On donne les valeurs du rayonnement absorbé, estimé et observé, soit en fonction du temps (68 et 70), soit estimé / observé (67 et 69). C'est l'une des quantités de chaleur sur lesquelles les erreurs d'estimation sont les plus importantes.

IX.2.3. Conclusions

Nous voyons ici le résultat de la première démarche possible pour construire un modèle déterministe :

- 1 - Construire le modèle le plus proche du schéma physique connu.
- 2 - Estimer les quantités manquantes.

L'autre démarche, qui consiste à construire un modèle adapté aux seules données dont on dispose, (ici, températures mini et maxi journalières, humidité mini et maxi journalières et deux observations quotidiennes de l'état du ciel, avec évidemment les précipitations,) ne serait pas forcément plus aisée que la mise au point du modèle général (cf. GIRARD et ANDERSON-CRAWFORD) et perdrait beaucoup en signification physique.

D'autres remarques complémentaires seront faites à l'issue de l'étude statistique de la dernière partie.

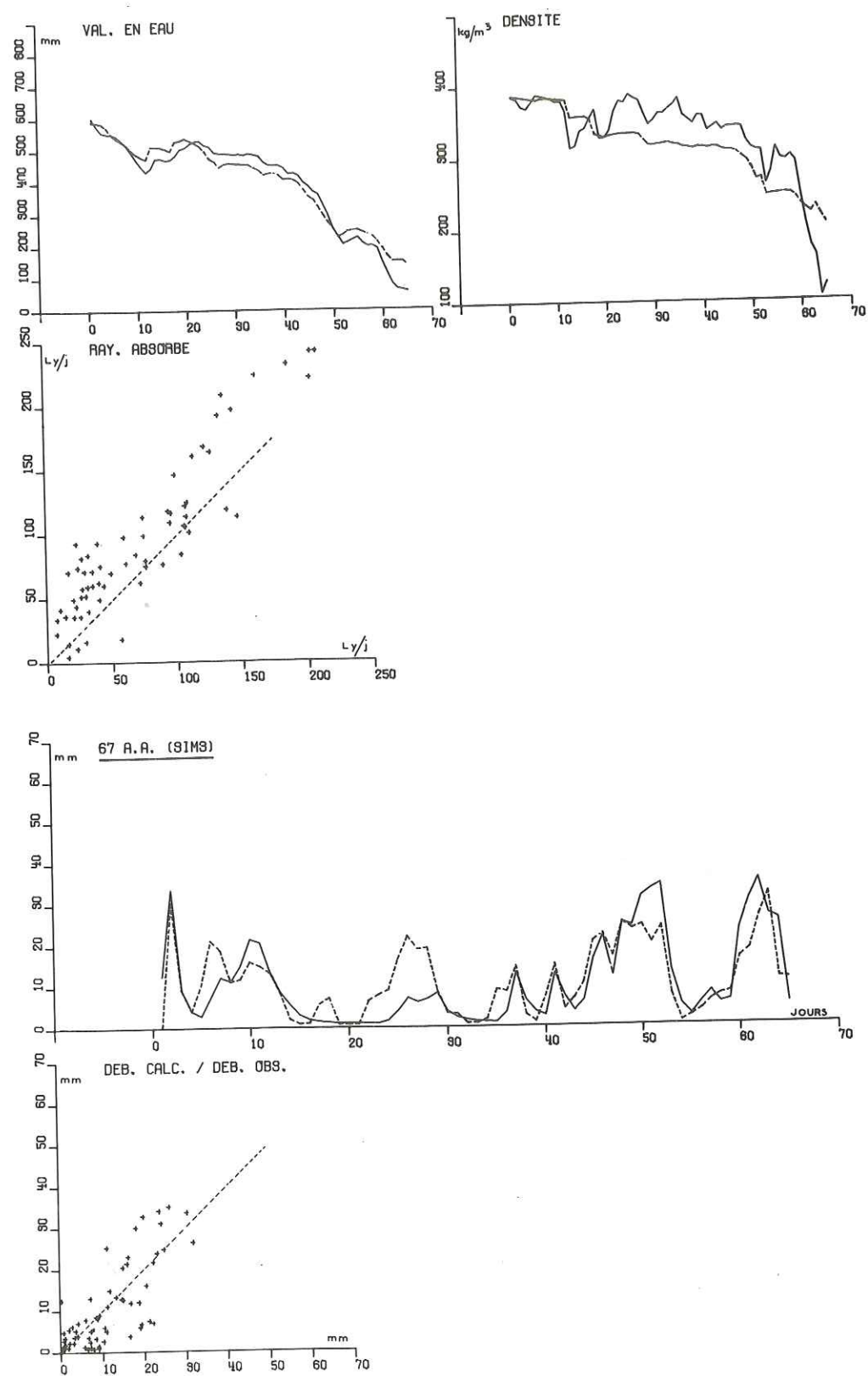


Figure 31

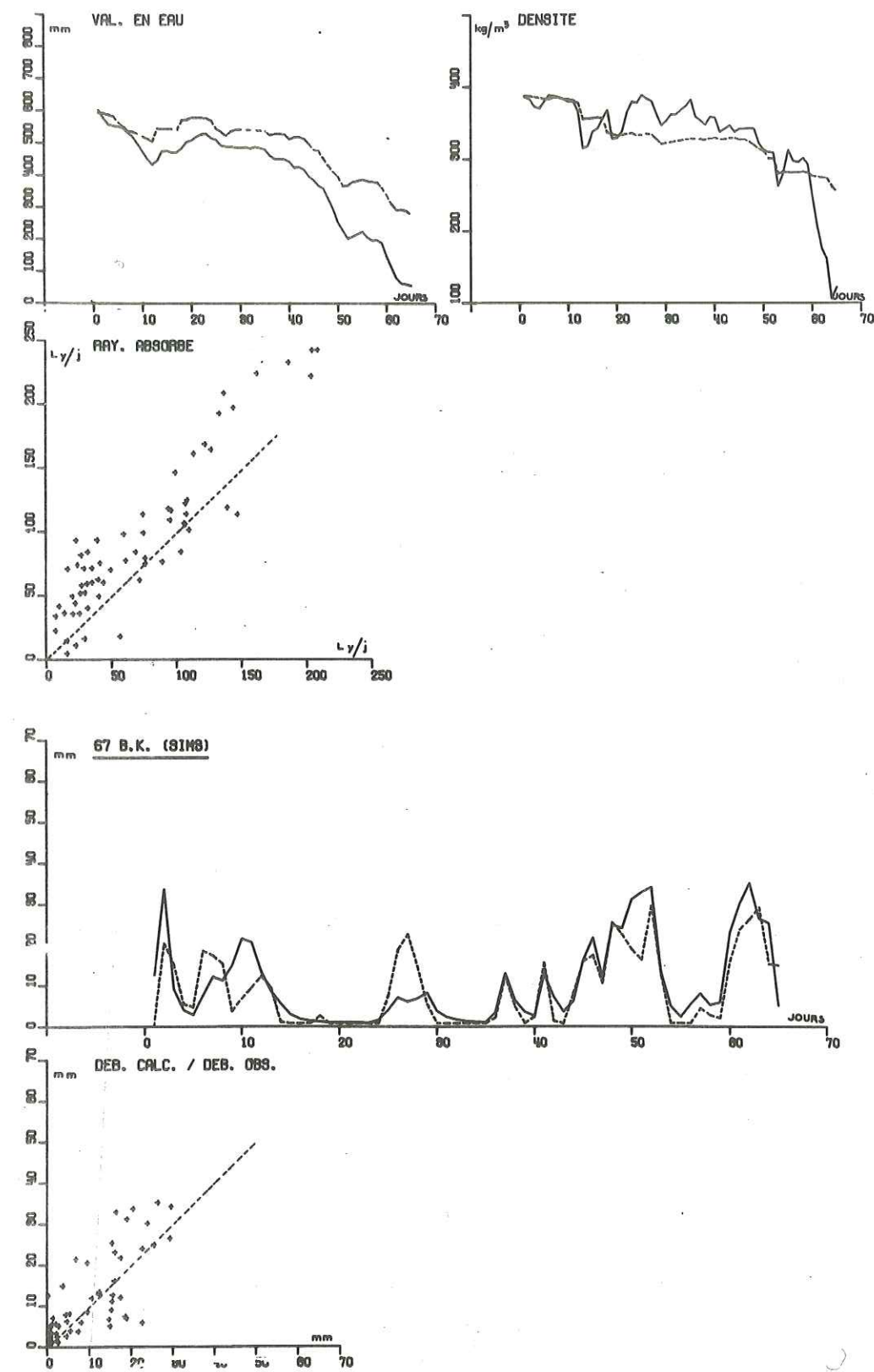


Figure 31 bis

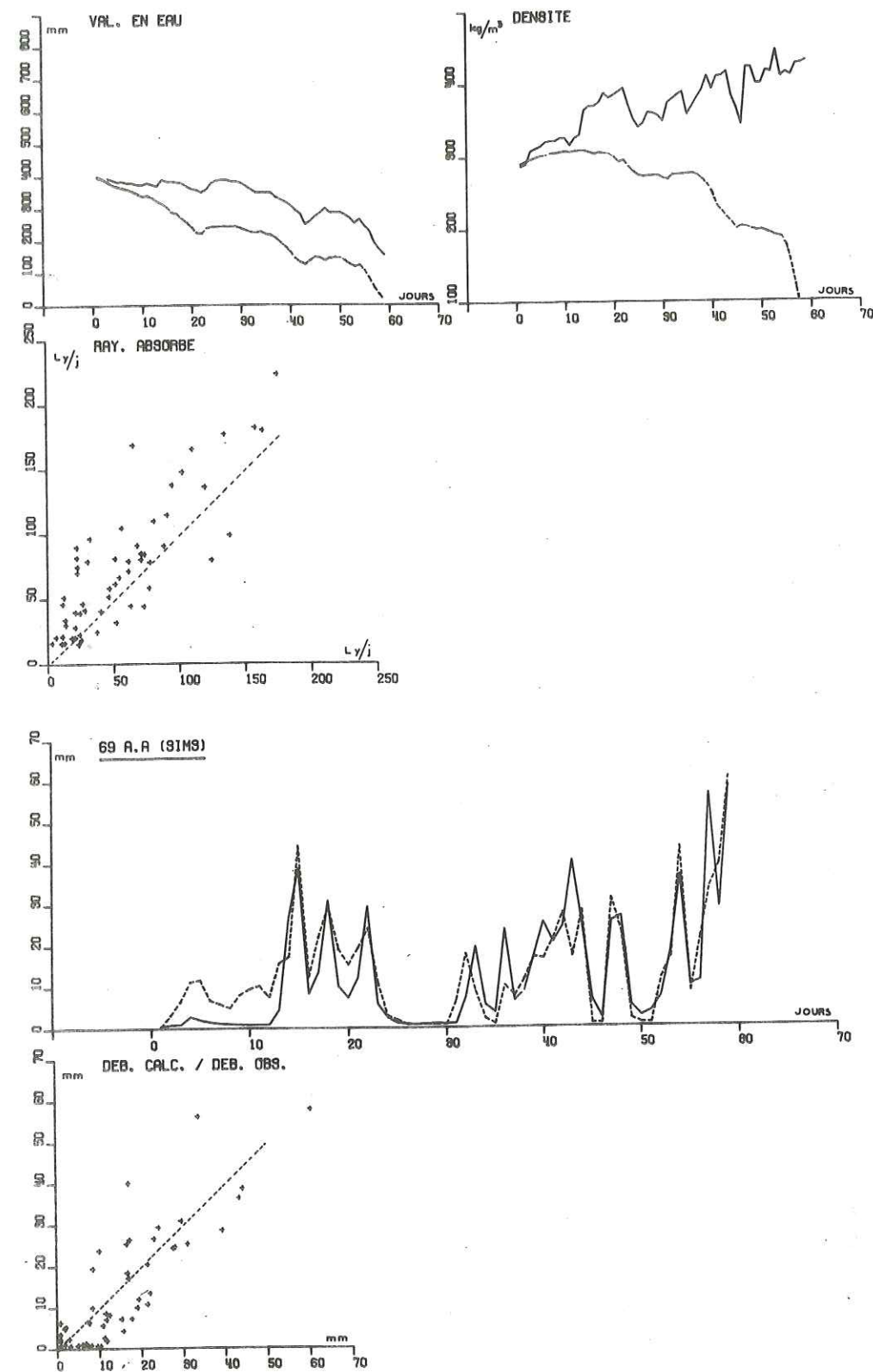


Figure 32

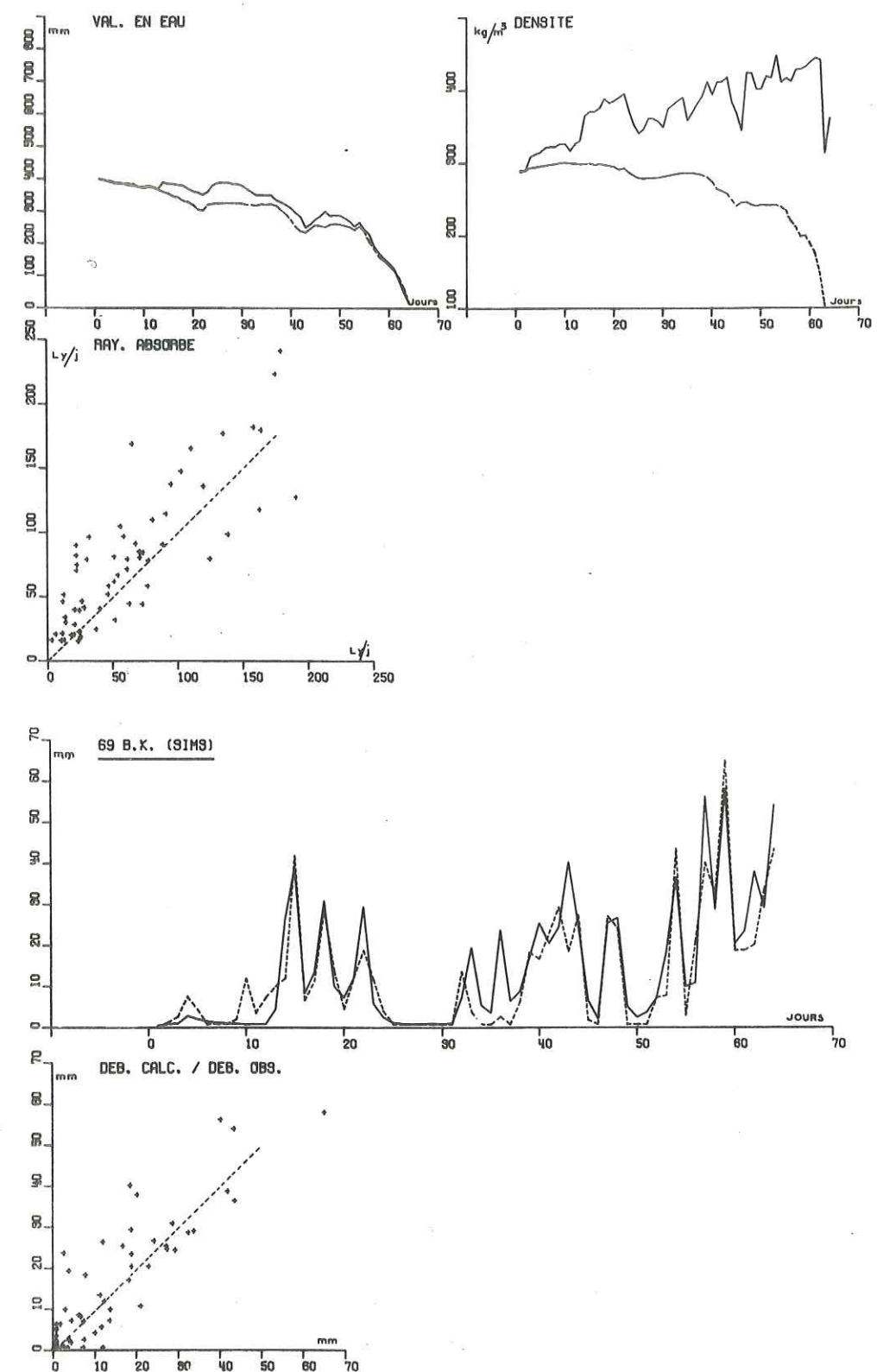


Figure 32 bis

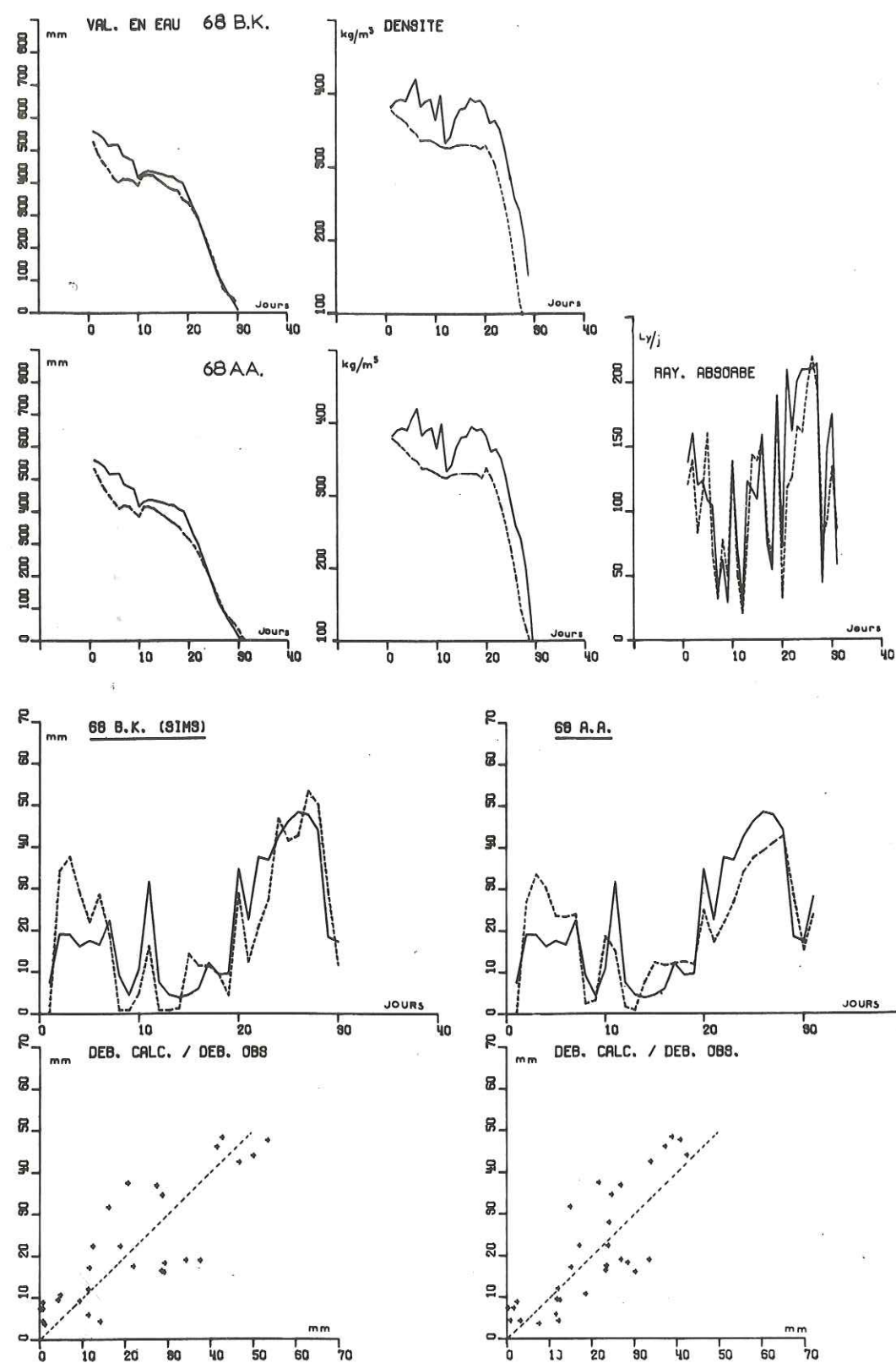


Figure 33

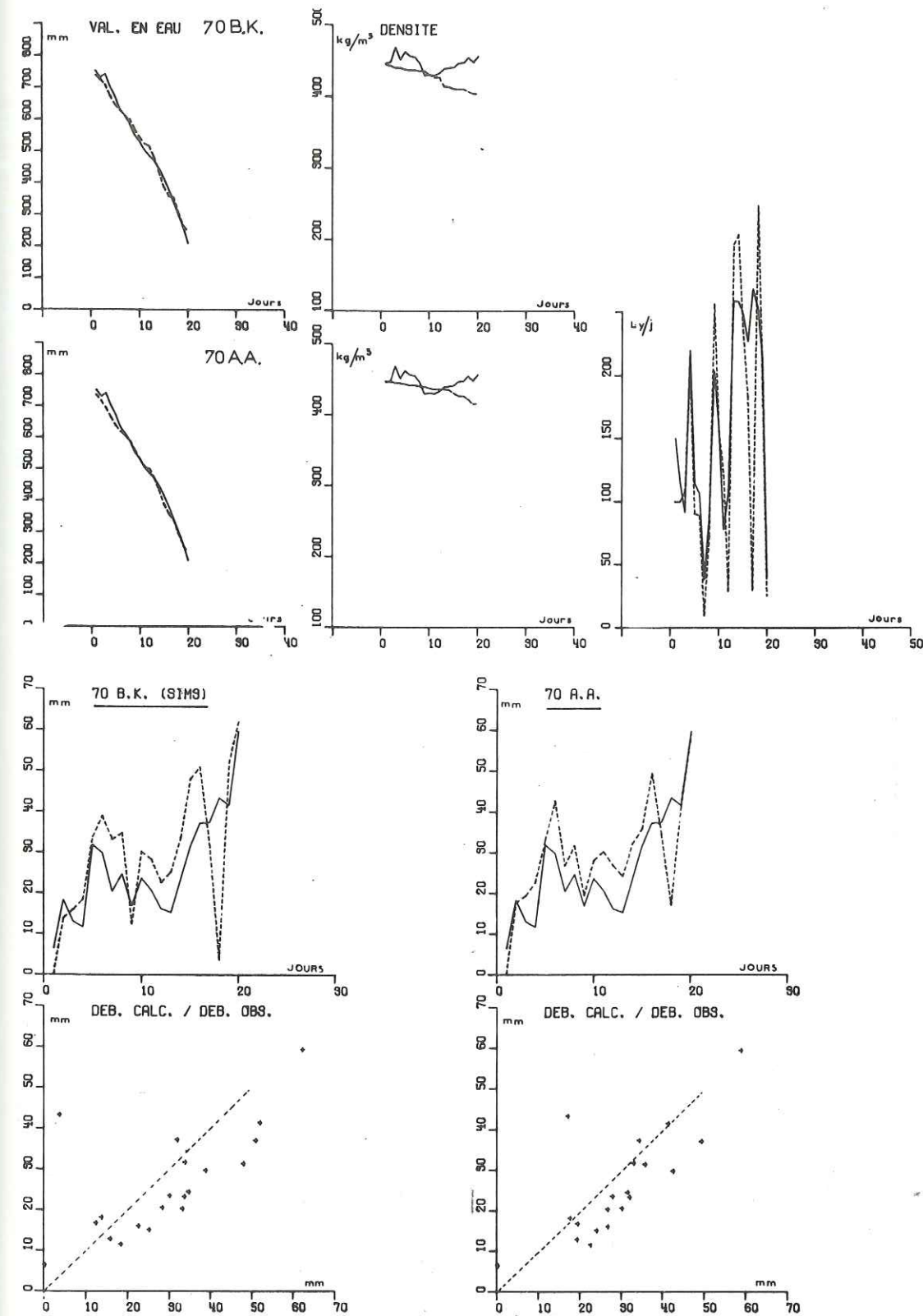


Figure 34

Densité de la
neige fraîche -

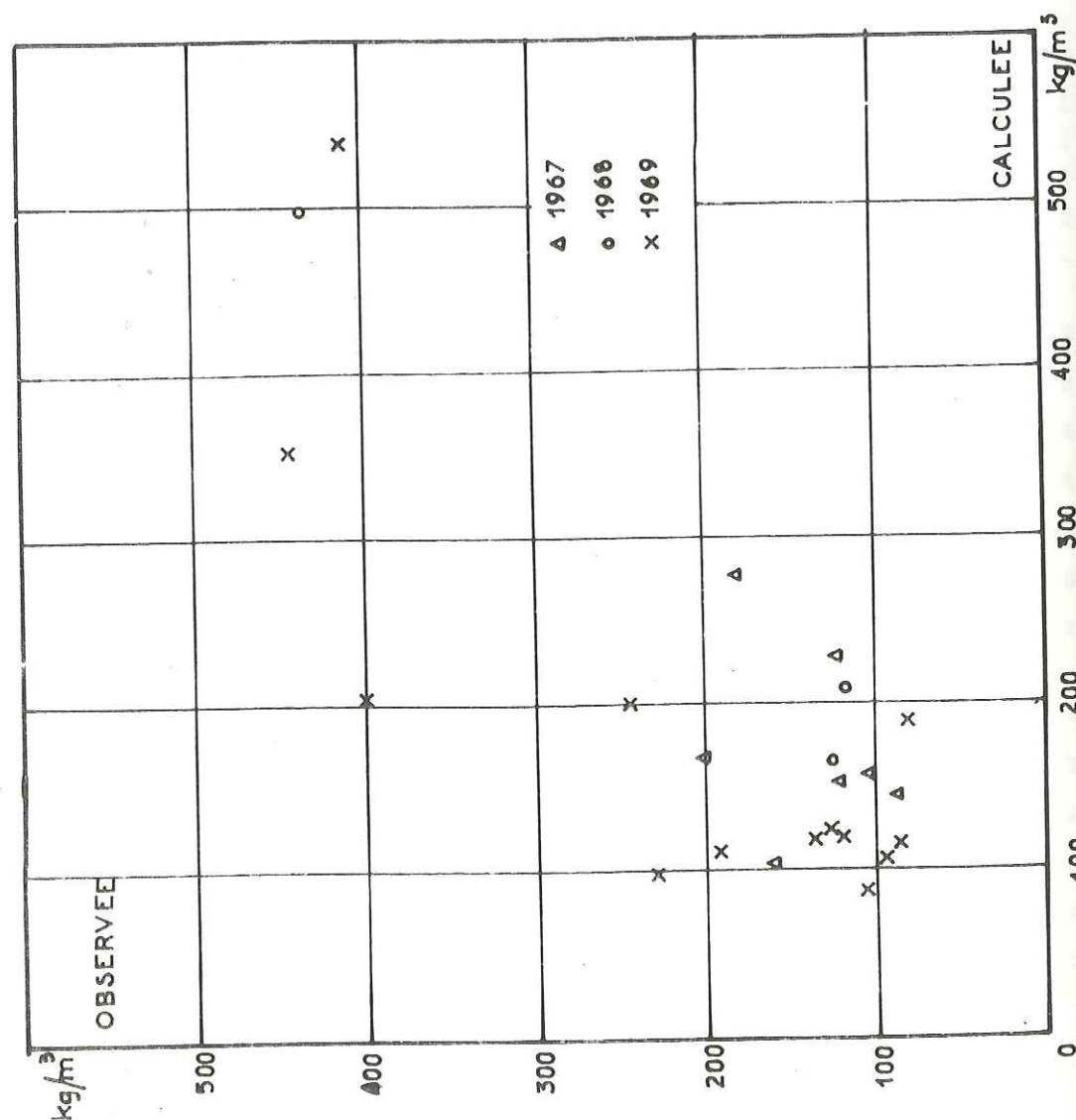


Figure 35

CINQUIEME PARTIE

Dans une dernière partie, nous allons tenter d'aborder le problème par une voie différente, fréquemment utilisée en hydrologie : la corrélation multiple. Celle-ci, beaucoup mieux formalisée que l'approche déterministe, s'appuie moyennant certaines hypothèses sur une théorie dont nous énoncerons les principaux résultats.

Les raisons de son choix sont les suivantes :

- . elle est souvent proposée comme une alternative plus rigoureuse à la méthode déterministe ;
- . elle permet de dégager le poids relatif des différentes variables retenues a priori par le modèle déterministe ;
- . elle pourrait servir de base pour mesurer les performances du modèle déterministe.

Dans un premier temps, ce dernier motif est évidemment celui qui nous importe le plus. Cependant, nous verrons que cette méthode permet d'intéressantes constatations sur les variables explicatives, et sur certaines méthodes déterministes généralement admises.

CHAPITRE X

RAPPELS SUR LA CORRELATION MULTIPLE

X .1. GENERALITES

X .1.1. Ajustement par la méthode des moindres carrés

Si on considère N observations de k variables $X_1, \dots, X_k$, on peut chercher à approcher X_1 par une relation de la forme :

$$X_1 = f(X_2, \dots, X_k) + \varepsilon$$

X_1 variable dépendante

$X_2, \dots, X_k$ variables explicatives

ε résidu.

On cherchera généralement une relation linéaire entre X_1 et $X_2, \dots, X_k$, mais une étude théorique ou graphique préalable peut suggérer des transformations (log, puissance, etc ...) sur tout ou partie des variables. C'est alors ces transformées que nous noterons X_j , et la relation s'écrit :

$$X_1 = b_{12} X_2 + b_{13} X_3 + \dots + b_{1k} X_k + C$$

et, pour chacune des observations ($\ell = 1$ à N) on aura :

$$x_{1\ell} = b_{12} x_{2\ell} + b_{13} x_{3\ell} + \dots + b_{1k} x_{k\ell} + C + \varepsilon_\ell$$

$x_{j\ell}$ étant la valeur de la variable X_j dans la 1^{ème} observation.

Le problème consiste évidemment à déterminer les coefficients b_{1j} et pour cela, on utilise la méthode qui consiste à minimiser la somme des carrés des résidus :

$$\sum_{\ell=1}^N \varepsilon_{\ell}^2 \text{ minimum.}$$

La théorie de la corrélation multiple suppose, pour juger la validité du modèle obtenu, que les variables vérifient un certain nombre de conditions:

- 1) Erreurs négligeables sur les variables, car elles risquent de modifier les valeurs des coefficients et de compromettre l'emploi du modèle en prévision. Evidemment, dans notre cas, les erreurs de mesure peuvent être importantes (vent, précipitation, etc ...).
- 2) Les observations doivent être indépendantes entre elles. Comme nous allons travailler sur des périodes continues, donc avec les valeurs successives de la variable dans le temps, cette hypothèse ne sera plus remplie dès que le phénomène aura une certaine "inertie". Ce sera entre autres le cas pour la variable à expliquer.
- 3) Les écarts ε_{ℓ} devraient être normalement distribués autour du plan de régression, avec une variance identique en tous points (homoscédasticité). Il est évident qu'avec des variables dissymétriques (précipitations, etc ...) la normalité des résidus n'est pas assurée.

On voit donc que, dans notre cas, il faut se montrer circonspect dans l'interprétation des résultats (hypothèses non remplies et nombre d'observations réduit).

X.1.2. Notions de corrélation

On connaît la définition, dans le cas de deux variables X_i et X_j , du coefficient de corrélation totale :

$$r_{ij} = \frac{\sum_{\ell=1}^N (X_{i\ell} - M_i) (X_{j\ell} - M_j)}{\sqrt{\sum_{\ell=1}^N (X_{i\ell} - M_i)^2 \times \sum_{\ell=1}^N (X_{j\ell} - M_j)^2}}$$

qui caractérise la liaison entre les variables i et j .

Dans la corrélation multiple, on cherche à mesurer l'intensité de la liaison entre X_1 et l'ensemble de variables $X_2, \dots, X_k$, or les coefficients de

corrélation totale entre X_1 et chacune des variables explicatives X_i ne sont pas de bons "témoins" de la liaison entre ces deux variables. On utilise alors les coefficients de corrélation partielle $r_{1i,2} \dots r_{1i,k}$ qui mesurent l'influence de la variable X_i sur X_1 , les $k-2$ autres variables étant maintenues constantes.

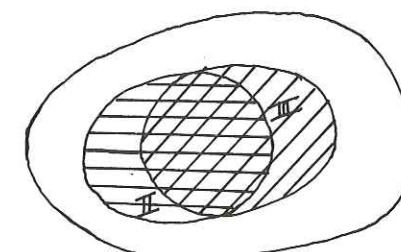
On peut schématiser ceci, dans le cas de trois variables, par un petit graphique (DUBAND, 1970) : Si l'information totale concernant le phénomène X_1 est représentée par une aire égale à 1, la part expliquée par X_2 et X_3 étant définie par l'aire hachurée R^2 et la part restante $1-R^2$ étant inexpliquée, on peut considérer les aires :

$$II = \text{part de } X_1 \text{ expliquée par } X_2 = r_{12}^2$$

$$III = \text{part de } X_1 \text{ expliquée par } X_3 = r_{13}^2$$

Alors :

$$r_{12,3}^2 = \frac{R^2 - r_{13}^2}{1 - r_{13}^2}$$



est égal au rapport de l'information expliquée R^2 réduite de la part qui revient à 3, soit r_{13}^2 , sur l'information totale 1, réduite de la part qui revient à 3, soit encore r_{13}^2 .

De même :

$$r_{13,2}^2 = \frac{R^2 - r_{12}^2}{1 - r_{12}^2}$$

Ces valeurs sont proportionnelles aux aires II et III.

Remarque - Dans le cas d'indépendance entre X_2 et X_3 ($r_{23} = 0$) alors $R^2 = r_{12}^2 + r_{13}^2$ et les corrélations partielles diffèrent bien des corrélations totales :

$$r_{12,3}^2 = \frac{r_{12}^2}{1 - r_{13}^2} \quad r_{13,2}^2 = \frac{r_{13}^2}{1 - r_{12}^2}$$

On vérifie donc bien que la corrélation partielle veut mesurer l'influence de X_3 , celle de X_2 étant déjà déduite. On pourrait aussi s'en apercevoir en sélectionnant, dans notre échantillon, les observations telles que $x_{3\ell} = A$. On ferait alors la régression entre X_1 et X_2 et on trouverait :

$$X_1 = b_{12,3} X_2 + \text{cste (A)}$$

avec un coefficient de corrélation totale $r_{12/X_3=A}$

En faisant cela pour différentes valeurs de A (et à la fluctuation d'échantillonnage près) on trouverait les mêmes coefficients $b_{12,3}$ et $r_{12/x_3} = A$ constant $= r_{12,3}$. De plus, $r_{12/x_3} = A$ constant $< r_{12}$.

Une autre définition du coefficient de corrélation partielle pourrait être la suivante : si l'on effectue la corrélation entre X_1 et X_2 , on obtient :

$$X_1 = \alpha X_2 + \gamma + \epsilon_{1,2}$$

où $\epsilon_{1,2}$ = résidu tel que $\sum \epsilon_{1,2}^2$ = fraction de l'information X_1 non expliquée par X_2 . On peut alors chercher à expliquer ce reliquat par X_3 . Mais si $r_{23} \neq 0$ alors on a une part de X_3 expliquée par X_2 , soit :

$$X_3 = \beta X_2 + \delta + \epsilon_{3,2}$$

or, X_2 expliquant en partie X_1 , cette fraction βX_2 de X_3 est déjà prise en compte par α et ce qui importe, c'est de voir la part du résidu $\epsilon_{1,2}$ qui est expliquée par $\epsilon_{3,2}$. On peut dire dans ce cas que :

$$r_{13,2} = r(\epsilon_{1,2}, \epsilon_{3,2})$$

Le coefficient de corrélation multiple peut être considéré, lui, comme le coefficient de corrélation totale entre les valeurs de X_1 observées, soit $x_{1\ell}$, et les valeurs calculées par la régression, soit $x'_{1\ell}$.

X.2. Ajustement linéaire à k variables

X.2.1. Mise en forme

On cherche donc les $b_{12,3 \dots k}$, tels que la somme des carrés des écarts entre les valeurs observées x_1 de la variable X_1 et les valeurs calculées :

$$x'_{1\ell} = b_{12,3 \dots k} x_{2\ell} + \dots + b_{1k,2 \dots k-1} x_{k\ell} + b_0$$

soit minimum. Cela s'écrit :

$$\sum_{\ell=1}^N (x_1 - b_{12,3 \dots k} x_2 + \dots + b_{1k,2 \dots k-1} x_k)_{\ell}^2$$

En prenant pour les X_j non pas leurs valeurs naturelles mais leurs valeurs centrées (comptées à partir de leurs moyennes) on élimine le terme constant b_0 .

Ecrire que cette sommation est minimum revient à écrire que les dérivées par rapport aux $b_{1j, 2 \dots (j-1)(j+1) \dots k}$ sont nulles, d'où k-1 équations :

$$\sum_{\ell=1}^N x_{j\ell} (x_1 - b_{12,3 \dots k} x_2 - \dots - b_{1k,2 \dots k-1} x_k)_{\ell} = 0$$

On peut appeler le résidu de la corrélation entre X_1 et $X_2 \dots X_k$: $\epsilon_{1,2 \dots k}$ d'où :

$$\sum_{\ell=1}^N x_{j\ell} (\epsilon_{1,2 \dots k})_{\ell} = 0 \quad j = 2, \dots, k$$

Il s'y ajoute une k^{ème} équation :

$$\sum_{\ell=1}^N (\epsilon_{1,2 \dots k})_{\ell} = 0$$

dû à la dérivation par rapport à b_0 , terme constant nul.

De même on définit :

$$S_{1,2 \dots k}^2 = \frac{\sum_{\ell=1}^N (\epsilon_{1,2 \dots k})_{\ell}^2}{N}$$

variance résiduelle.

X.2.2. Notations

Plus généralement, on va utiliser :

$\epsilon_{1,(p)}$ 1 étant l'indice primaire
(p) l'ensemble des indices secondaires.

De même :

$S_{1,(p)}^2$ = variance résiduelle de X_1

$S_{j,(p)}^2$ = variance résiduelle de X_j

et

S_j^2 = variance marginale de X_j

$b_{ij,(p)}$ = coefficient de régression de X_j dans l'équation de régression de X_i

$r_{ij,(p)}$ = coefficient de corrélation partielle entre X_i et X_j .

On appelle : $\Delta = |r_{ij}|$ le déterminant de la matrice des coefficients de corrélation totale des variables prises 2 à 2 (symétrique avec $r_{ii} = 1 \quad \forall i$) et :

$$\Delta_{ij}$$

tout mineur de Δ obtenu en supprimant la $i^{\text{ème}}$ ligne et la $j^{\text{ème}}$ colonne.

X.2.3. Coefficients de régression et de corrélation partielle

On peut alors démontrer que :

$$b_{ij(p)} = \frac{\sum_{\ell=1}^N (\epsilon_{i,(p)} \cdot \epsilon_{j,(p)})_{\ell}}{\sum_{\ell=1}^N (\epsilon_{j,(p)}^2)_{\ell}} \quad \begin{matrix} i \neq j \\ i \text{ et } j \notin (p) \end{matrix}$$

$$r_{ij,(p)} = \frac{\sum_{\ell=1}^N (\epsilon_{i,(p)} \cdot \epsilon_{j,(p)})_{\ell}}{\sum_{\ell=1}^N (\epsilon_{i,(p)}^2)_{\ell} \times \sum_{\ell=1}^N (\epsilon_{j,(p)}^2)_{\ell}}$$

soit encore :

$$b_{ij,(p)} = \frac{s_{i,(p)}}{s_{j,(p)}} \times r_{ij,(p)}$$

On remarquera au passage que la formule donnant $r_{ij,(p)}$ est bien identique à celle que nous avons obtenue pour 3 variables (cf. XV.1.2). Cependant, le calcul pratique utilise une autre méthode.

Compte tenu du résultat bien connu de la corrélation simple :

$$b_{mn} = \frac{\sum_{\ell=1}^N (x_m x_n)_{\ell}}{N \times s_m^2} = r_{mn} \times \frac{s_m}{s_n}$$

on remplacera toutes les sommations qui apparaissent dans nos k équations, par cette dernière expression, d'où le système :

$$r_{j1} s_1 s_j = b_{12,(p)} r_{j2} s_j s_2 + b_{13,(p)} r_{j3} s_j s_3 + \dots + b_{1j,(p)} s_j^2 + \dots + b_{1k,(p)} r_{jk} s_j s_k$$

$j = 1 \text{ à } k$.

dont la matrice est la matrice de corrélation, de déterminant Δ .

Le coefficient de régression partielle s'écrit alors de façon générale :

$$b_{1j,(p)} = - \frac{s_1}{s_j} \times \frac{\Delta_{1j}}{\Delta_{11}}$$

Nous donnons de même les formules obtenues pour :

$$r_{ij,(p)} = - \frac{\Delta_{ij}}{\sqrt{\Delta_{ii} \cdot \Delta_{jj}}} = - \sqrt{1 - \frac{s_{i,j(p)}^2}{s_{i,(p)}^2}} \quad \text{avec ici } i, j \notin (p)$$

$$s_{1,(p)} = s_1 \sqrt{\frac{\Delta}{\Delta_{11}}}$$

Le coefficient de corrélation multiple étant :

$$R_{1,(p)} = \sqrt{1 - \frac{s_{1,(p)}^2}{s_1^2}}$$

Remarque - Il est évident que tous ces calculs de déterminants ne sont possibles avec k élevé que depuis l'apparition des ordinateurs. En fait, la méthode utilisée effectivement sur machine part d'une présentation matricielle de la théorie et utilise les propriétés particulières des matrices rencontrées (cf. J. JOHNSTON - 1963).

X.2.4. Problèmes d'échantillonnage

En fait, les valeurs des coefficients de corrélation que nous obtenons ne proviennent pas de la population mais d'un échantillon de N individus. On utilise alors des valeurs non biaisées par l'estimation, qui sont :

$$\hat{R}_{1,(p)} = \sqrt{\frac{(n-1) R_{1,(p)}^2 - (k-1)}{n-k}}$$

$$\hat{r}_{ij,(p)} = \sqrt{1 - \frac{(1 - r_{ij,(p)}^2)(n - k + 1)}{n - k}}$$

et :

$$\hat{s}_{1,(p)} = \sqrt{\frac{n}{n - k} s_{1,(p)}^2}$$

Nous devons aussi dire un mot de la signification des différents coefficients, compte tenu de ce qu'ils ont été estimés non sur la population, mais sur quelques échantillons.

Nous ne nous intéresserons pas aux fluctuations d'échantillonnage du coefficient de corrélation multiple, car on ne l'utilisera que comme mesure de l'ajustement sur un échantillon donné.

Par contre, on s'intéresse beaucoup à savoir si une variable X_i est explicative ou non. Pour cela on peut regarder son coefficient de régression $b_{li,(p)}$, qui n'est qu'une estimation de la valeur $\beta_{li,(p)}$ qui serait obtenue pour la population.

Or, on peut montrer que la variable :

$$t = \frac{b_{li,(p)} - \beta_{li,(p)}}{s_{b_{li,(p)}}}$$

est distribuée selon une loi de STUDENT à $N-k-2$ degrés de liberté.

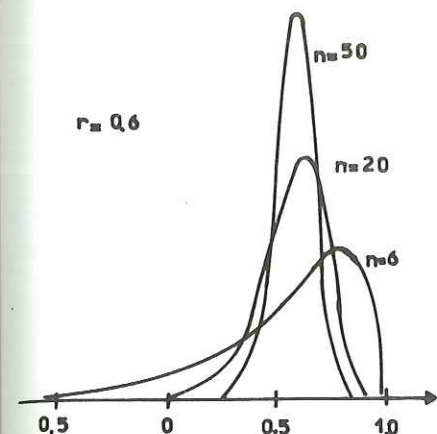
La variable X_i est significative si $b_{li,(p)}$ a une probabilité faible ($< 5\%$ par exemple) d'être l'estimation d'un $\beta_{li,(p)}$ nul.

Dans ce cas, la variable :

$$T_i = \frac{b_{li,(p)}}{s_{b_{li,(p)}}}$$

(qui aurait une valeur moyenne nulle et un écart type égal à 1) prend une valeur absolue assez grande et qui n'a qu'une faible probabilité d'être atteinte. On peut lire ainsi, dans des tables, les valeurs de T qui n'ont que 5 %, 1 % etc ... de chances d'être dépassées.

Remarque - Quand le nombre de degrés de liberté dépasse 25 à 30, la loi de STUDENT devient pratiquement identique à celle de GAUSS. La valeur de T au seuil 5 % est alors de l'ordre de 2.0.



On pourrait faire les mêmes développements à propos de $r_{li,(p)}$ étant donné que si X_i est explicative, " b_{li} n'est pas nul" est équivalent à " $r_{li,(p)}$ n'est pas nul". Pour bien voir l'importance des fluctuations d'échantillonnage, nous donnons ci-contre, dans le cas de deux variables, la distribution du coefficient de corrélation selon la taille de l'échantillon, sachant que sa valeur vraie est de 0.6.

Remarque - La variable T n'est rigoureusement distribuée selon une loi de STUDENT, que dans le cas où les variables X_i sont Gaussiennes.

X .3. PROCÉDE PRATIQUE

X .2.1. Sélection des variables explicatives

Il est évident que si l'on a $K-1$ variables explicatives, l'essai systématique de toutes les combinaisons possibles peut être très long.

Nous allons donc utiliser la formule d'élimination progressive qui consiste à :

- . calculer une formule de régression comportant toutes les variables ;
- . calculer les valeurs des T_i permettant de tester la signification des régressions partielles ;
- . tester la régression partielle la moins significative et retirer la variable correspondante sauf si la plus mauvaise régression partielle est cependant supérieure à un seuil donné.

X .2.2. Le programme Remulob

Nous avons utilisé le programme REMULOB, mis au point par l'Atelier de Calcul de la Division Technique Générale. Il permet différentes options sur les entrées et les sorties (notamment sur table traçante) et utilise le procédé ci-dessus. Des exemples de sorties seront fournis au cours du prochain chapitre.

CHAPITRE XI

CONSTRUCTION D'UN MODELE STATISTIQUE

Nous allons donc chercher ici une relation linéaire entre la variable à expliquer, qui sera de façon générale le débit journalier, et des variables explicatives.

XI .1. CHOIX DES VARIABLES

XI.1.1. Variable à expliquer

On a choisi d'expliquer la variable :

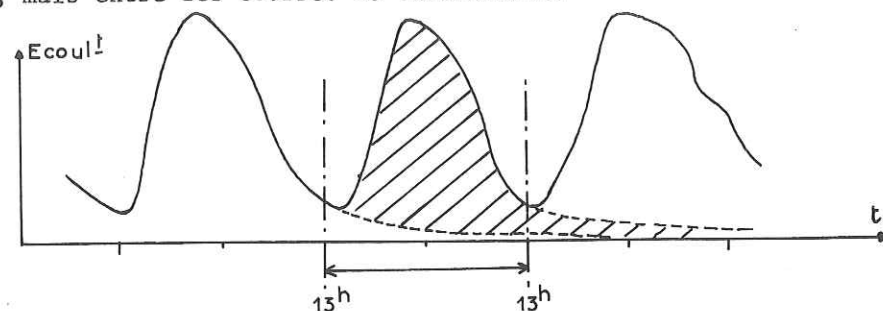
écoulement au lysimètre de 13h à 13h (ou débit journalier de 13h à 13h)

En effet :

- dans le cas général, on constate que, tant qu'il y a de la neige sur le lysimètre, l'onde de crue débute vers midi, présente un maximum vers 18h et se ressuie en un temps plus ou moins long pouvant atteindre 12h. Il faut distinguer en effet entre le temps de propagation d'une lame d'eau dans la neige (= vitesse du "front") et son ressuyage (temps entre l'arrivée du "front" et la dernière goutte écoulée) ;
- de plus, c'est l'intervalle choisi pour mesurer les performances du modèle déterministe. De toutes façons si l'on considère que ces résultats doivent pouvoir être utilisés en prévision, il faut définir un cadre de temps et s'y tenir ;
- enfin, on peut présumer que cet intervalle de temps donnera une autocorrélation assez faible entre jours successifs, car le report des lames d'eau d'un jour sur l'autre est alors minimum.

A ce propos, rappelons que nous prenons les débits bruts de 13h à 13h. En effet,

dans des études similaires sur des bassins, et même sur des lysimètres, GARSTKA et SNOW HYDROLOGY proposent de prendre, non pas le débit brut entre deux valeurs de décrue, mais entre les courbes de tarissement.



Ceci implique des hypothèses sur l'étalement de la lame de fusion, qui, acceptables pour un bassin (où une fois le sol saturé, les courbes de tarissement restent à peu près stables) ne sont plus vérifiées dans le cas du lysimètre où l'étalement dépend de la couche de neige.

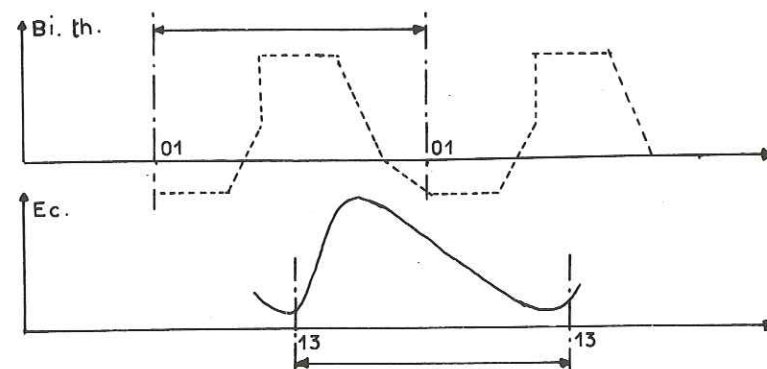
Pour représenter ces effets, nous avons tenté d'introduire des variables nivologiques ainsi que le débit de la veille. Cependant, exceptée une autocorrélation moyenne sur la période, il est difficile de les prendre en compte dans un modèle linéaire.

Remarque - On a pris, dans le traitement période par période, des débits bruts mesurés, et pour le traitement sur l'ensemble des périodes, des débits corrigés comme décrits au chapitre II (Cf. aussi XI.4).

XI.1.2. Variables explicatives

a.- Variables météorologiques

On va, là encore, considérer des valeurs journalières et pour fixer les idées, de 01h à 01h. Néanmoins, regardons très grossièrement comment se présentent les bilans thermiques et les écoulements.



Généralement les premières fractions positives du bilan servent à compenser l'onde de regel nocturne, puis à fournir une lame de fusion qui se ressuie. Généralement aussi, l'onde de regel qui suit ne perturbe pas la lame précédente. Ceci n'est pourtant vrai que pour des types de temps assez stables, car le débit de 13h à 13h peut parfaitement être influencé par des données de la veille, antérieures à 01h (onde de regel, sans parler du ressuyage). De même un vent chaud et humide par exemple, soufflant après 01h, donc le lendemain, aura des effets sur le débit avant 13h. Il n'est donc pas possible de trouver une période de temps fixe, où les échanges ont provoqué l'écoulement d'une autre période, fixe elle aussi. Excepté l'apport dû au rayonnement solaire, les autres termes du bilan ne sont pas répartis de façon fixe dans le temps, à commencer par la pluie.

Les index retenus sont les suivants :

- . Rayonnement de courte longueur d'onde absorbé, (On prendra aussi la température maximale de l'air sous abri, bien qu'elle soit sensible au vent), noté RSW_{abs} .
- . Rayonnement de grande longueur d'onde. On a calculé le rayonnement atmosphérique par les deux formules de BERLIANDA et d'ANDERSON, soit $RLWA$. Evidemment la partie utile en est :

$$R_{LWA} = \sigma \cdot T_s^4 \text{ } ^\circ K$$

et on propose souvent, pendant la fusion, de prendre $T_s = 0^\circ C$, ce qui en fait est assez arbitraire. Nous préférons donc prendre simplement R_{LWA} et laisser apparaître σT_s^4 dans le terme constant.

- . Convection : On peut prendre comme variable, en se rappelant les conclusions de III.2.3. :

$$\text{Vent} \times (T_a - T_s)$$

mais ici encore, T_s est inconnu. On met donc en présence les deux variables :

$$\text{Vent} \times T_a \text{ et } \text{Vent}.$$

T_s apparaissant dans le coefficient de cette dernière.

- . Condensation-évaporation :

Là aussi, on remplace $\text{Vent} (e_a - e_s)$ par :

$$\text{Vent} \times e_a \text{ et } \text{Vent}$$

e_a étant calculé, comme dans le modèle déterministe, à partir de H_a et T_a sous forme de moyenne journalière.

- . On y ajoutera comme index thermiques :

T_a température de l'air, liée en fait à tous ces phénomènes.

$T_{\min}$ de l'air, car on peut espérer une corrélation entre celle-ci et T_S .

H_a : humidité moyenne et Vent x H_a

Neb : nébulosité.

Une mention particulière doit être faite pour la pluie. On a pris :

Pluie de 01h à 01h et $Pl \times T_p$ (T_p : température moyenne de l'air prise comme température de la précipitation).

Néanmoins, la pluie qui tombe de 01h à 13h peut parfaitement couler avant 13h. On s'est donc proposé de prendre la pluie de 11h à 11h (c'est-à-dire que jusqu'à 11h, la pluie qui tombe coule avant 13h).

Remarque - Les variables "brutes" (c'est-à-dire mesurées effectivement) qui ont servi à calculer des variables "élaborées" (RLWA, Ventx T_a , etc...) sont prises sous forme de moyenne journalière entre 01h et 01h par convention. Certains auteurs ont parfois proposé des valeurs instantanées : Vent à 14h ou 18h, humidité à 18h ou des moyennes sur des périodes plus courtes (Vent moyen pendant l'ensoleillement, etc ...).

b.- Variables nivologiques

On a introduit des variables comme la hauteur, la valeur en eau, la densité. Il est peu probable que ces variables interviennent de façon linéaire dans les débits, puisqu'elles introduisent surtout des effets de rétention, d'étalement, etc ...

Nous avons essayé d'introduire un index de "mûrissement" du manteau, comme l'ont préconisé certains auteurs, soit :

$$\text{Index au jour } j = \frac{\text{Volume total écoulé au jour } j}{\text{Valeur en eau au début de la fusion augmentée des chutes de neige}}$$

XI.2. RESULTATS

XI.2.1. Variables retenues

Comme nous l'avons exposé précédemment, on procède par élimination successive des variables les moins corrélées, ce qui, en général, fait que le coefficient de corrélation multiple passe par un maximum puis diminue sensiblement. Au voisinage de ce maximum, on a retenu :

Variables météorologiques "brutes"

- 1 T_a : température moyenne de l'air
- 3 $T_{\min}$: température minimale de l'air
- 5 RSW abs : rayonnement solaire absorbé
- 6 Pl : pluie en 24h
- 7 Vent : vitesse moyenne sur 24^h

Remarque :

- La nébulosité et la température maximale de l'air n'améliorent pas la corrélation.

Remarque :

- $T_{\min}$ a aussi été remplacé par $T_{\min} < 0$ $T = T_{\min}$
 $T_{\min} > 0$ $T = 0^\circ\text{C}$

le seuil pouvant être autre que 0° . Cela supposait que $T_{\min}$ représente une quantité de chaleur négative et constitue un index de T_S (il existe une certaine corrélation entre $T_{\min}$ et T_S , cf. Note EERM). En période de fusion, l'amélioration n'est pas très sensible.

Variables météorologiques "élaborées"

- 8 RLWA : rayonnement atmosphérique, calculé par la formule de BERLIANDA
- 10 Vent x e_a : qui est la dernière variable météo élaborée à disparaître
- 11 $Pl \times T_a$.

Remarque :

Si on introduit dans la corrélation les valeurs calculées par "ANDERSON", on constate que celles-ci disparaissent, mais que l'information se retrouve dans celles de "BERLIANDA" :

	BERLIANDA et ANDERSON		BERLIANDA seul
Coefficient de corrélation partielle (avec l'écoulement)	0.2868	0.1504	0.3828

Remarque :

La variable Vent x T_a , fortement corrélée avec Vent et T_a , disparaît en dépit de son sens physique, son influence se reportant sur T_a .

De même $P_1 \times T_a$ très corrélée avec P_1 , peut ou bien disparaître, ou remplacer P_1 .

Variables nivologiques

De toutes celles employées, aucune ne reste dans la corrélation. L'écoulement cumulé ou la valeur en eau, qui augmente, respectivement diminue au cours de la fusion, alors que les débits journaliers tendent à s'accroître, présentent une légère corrélation avec les débits, mais qui n'est pas explicative. (Il y a en fait covariation, les débits devenant plus forts en fin de fusion alors que la valeur en eau diminue).

XI.2.2. Autocorrélation et intervalle de temps

On a cherché à représenter cette autocorrélation en introduisant la variable :

12 Deb_{-1} : Débit de la veille.

Nous avons effectué les calculs dans les deux cas suivants :

- . Pluie de 01h à 01h $\rightarrow$ cas 1
- . Pluie de 11h à 11h $\rightarrow$ cas 2.

L'autocorrélation entre débits successifs est de :

$$R = 0.664 \quad n = 174 \text{ observations.}$$

Néanmoins, celle-ci est due en partie à l'autocorrélation entre variables météorologiques successives (température, rayonnement, etc ...). Il faut donc regarder l'influence de la variable 12, les influences des autres variables étant déjà retranchées, donc étudier la corrélation partielle $R_{P_1, 12}$

	$R_{P_1, 12}$	$R_{1, 5, 6, 7, 8, 10, 11, 12}$	$R_{1, 5, 6, 7, 8, 10, 11}$
<u>CAS 1</u>			
67	0,5111	0,9206	0,8926
68	0,2944	0,9651	0,9636
69	0,1004	0,8963	0,9030
67 à 69	0,2201	0,9275	0,9241
<u>CAS 2</u>			
67	0,5186	0,9046	0,8689
68	0,5759	0,9733	0,9613
69	0,0235	0,8726	0,8750
67 à 69	0,3288	0,9256	0,9166

On peut en conclure que :

- 1 - Le découpage retenu pour les pluies joue un certain rôle sur :
 - . le résultat de la régression multiple,
 - . la part attribuée à l'autocorrélation.

- 2 - Un découpage des pluies aligné sur celui des débits, fournit :
 - . une corrélation globale plus faible,
 - . et une autocorrélation plus forte.

On s'en tiendra donc désormais au découpage 01h - 01h.

- 3 - Enfin, l'autocorrélation, bien que munie d'un coefficient de corrélation partielle assez élevé, n'améliore pas beaucoup la corrélation globale, donc n'est pas très explicative (sans doute est-ce encore de la covariation ?). Nous la négligerons donc à l'avenir.

- 4 - Remarquons encore que celle-ci varie sensiblement selon les périodes.

Remarque 1 - Nous avons essayé la variable :

$$\text{Deb}_{j-1} \left(1 - \frac{\text{Total écoulé - chutes de pluie}}{\text{valeur en eau initiale + chutes de neige}} \right)$$

afin de lier le report journalier à un index d'avancement de la fusion. Or celle-ci n'est par explicative. Le report pourrait alors être dû au lysimètre mais dans ce cas pourquoi fluctuerait-il ainsi d'une saison à l'autre.

Remarque 2 - Ce que nous observons sur les pluies pourrait être fait de façon identique sur les autres variables. Par exemple, le produit $\text{Vent} \times e_a$ effectué avec les valeurs moyennes de 01h à 01h n'est pas forcément le terme de convection le plus explicatif, etc ...
Donc, même si l'équation retenue rappelle les bilans énergétiques effectués dans les modèles déterministes, il ne faut y voir qu'une relation entre un débit donné et des index thermiques. Une recherche systématique aurait pu en dégager d'autres, ou de meilleurs.

XI.2.3. Résultats finaux

On donne les tableaux des corrélations partielles et des coefficients de regression, ainsi que les graphiques valeurs ajustées/valeurs observées.

On donne aussi, à titre de comparaison avec les modèles déterministes, les courbes valeurs calculées et observées en fonction du temps, avec les remarques suivantes :

REMULU 3 (AOUT 1971) 30/09/71

15 VARIABLES
64 OBSERVATIONS 1969

	1	2	3	4	5	6	7	8
M	1.45	-2.06	-0.944	5.60	74.2	2.67	1.65	1212.6
S	4.01	2.62	3.914	4.65	53.1	6.71	1.50	520.8

	9	10	11	12	13	14	15
M	4.53	9.35	8.65	10.8	11.1	14.3	690371.4
S	9.55	10.25	28.55	11.6	11.5	15.0	57.7

NOMBRE DE VARIABLES UTILISEES : 8
ORDRE DE CES VARIABLES
13 1 5 6 7 8 10 11

	RP	R	T	BR
13				
1	0.5213	1.0649	4.6	0.57
5	0.6522	0.1151	6.1	0.53
6	0.5896	0.5908	3.2	0.34
7	-0.3055	-3.2723	-2.4	-0.45
8	0.4755	0.0071	4.0	0.32
10	0.3313	0.5590	2.6	0.50
11	0.1769	0.0582	1.5	0.14
	A = -10.7093			

R2 = 0.8155 R = 0.9030 SL = 4.9545

REMULU 3 (AOUT 1971) 30/09/71

15 VARIABLES
174 OBSERVATIONS 1967 à 1969

	1	2	3	4	5	6	7	8
M	2.72	-1.89	-0.666	6.82	91.7	2.38	3.21	1143.0
S	5.98	2.33	3.757	4.76	60.2	6.47	2.47	514.4

	9	10	11	12	13	14	15
M	9.54	14.6	8.49	12.7	12.9	14.3	679679.7
S	17.56	16.0	28.04	12.8	12.7	14.2	8978.9

NOMBRE DE VARIABLES UTILISEES : 8
ORDRE DE CES VARIABLES
13 1 5 6 7 8 10 11

	RP	R	T	BR
13				
1	0.4840	1.0345	7.1	0.32
5	0.6714	0.1140	11.7	0.54
6	0.2670	0.4779	3.6	0.24
7	-0.5574	-2.7087	-4.9	-0.52
8	0.3828	0.0056	5.3	0.23
10	0.4177	0.5530	5.9	0.67
11	0.2062	0.0816	2.7	0.18
	A = -10.3916			

R2 = 0.8540 R = 0.9241 SL = 4.8658

REMULU 3 (AOUT 1971) 30/09/71

15 VARIABLES
76 OBSERVATIONS 1967

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
M	2.06	-2.15	-1.52	6.06	87.9	2.56	4.21	1158.8	7.51
S	5.19	2.14	3.22	3.87	1.2	6.42	2.54	522.7	16.90

	10	11	12	13	14	15
M	25.9	7.22	10.05	10.10	10.10	670351.6
S	15.1	21.91	9.98	9.94	9.94	76.7

NOMBRE DE VARIABLES UTILISEES : 8
ORDRE DE CES VARIABLES
13 1 5 6 7 8 10 11

	RP	R	T	BR
13				
1	0.5050	1.1067	4.8	0.36
5	0.7298	0.1155	8.8	0.73
6	0.5585	0.7719	3.2	0.50
7	-0.2272	-1.5987	-1.9	-0.36
8	0.4586	0.0064	4.5	0.36
10	0.5183	0.5451	2.8	0.52
11	-0.0786	-0.0461	-0.7	-0.10
	A = -14.5155			

R2 = 0.7967 R = 0.8926 SL = 4.4815

REMULU 3 (AOUT 1971) 30/09/71

15 VARIABLES
34 OBSERVATIONS 1968

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
M	5.68	-1.72	1.53	10.79	125.5	1.86	3.92	976.6	23.5
S	4.27	1.85	4.00	4.72	59.5	6.25	2.33	458.1	23.1

	10	11	12	13	14	15
M	24.5	10.4	22.2	22.4	23.5	680405.4
S	17.5	38.3	16.1	15.9	16.8	29.4

NOMBRE DE VARIABLES UTILISEES : 8
ORDRE DE CES VARIABLES
13 1 5 6 7 8 10 11

	RP	R	T	BR
13				
1	0.5227	0.7367	1.7	0.20
5	0.7489	0.1347	5.8	0.50
6	0.2753	2.3757	1.5	0.93
7	-0.2776	-2.8708	-1.5	-0.42
8	0.1559	0.0017	0.8	0.05
10	0.4011	0.6475	2.2	0.71
11	-0.1455	-0.1400	-0.5	-0.48
	A = -9.8354			

R2 = 0.9285 R = 0.9636 SL = 4.2634

Figure 36 - Ajustement chronologique 1967 et 1969

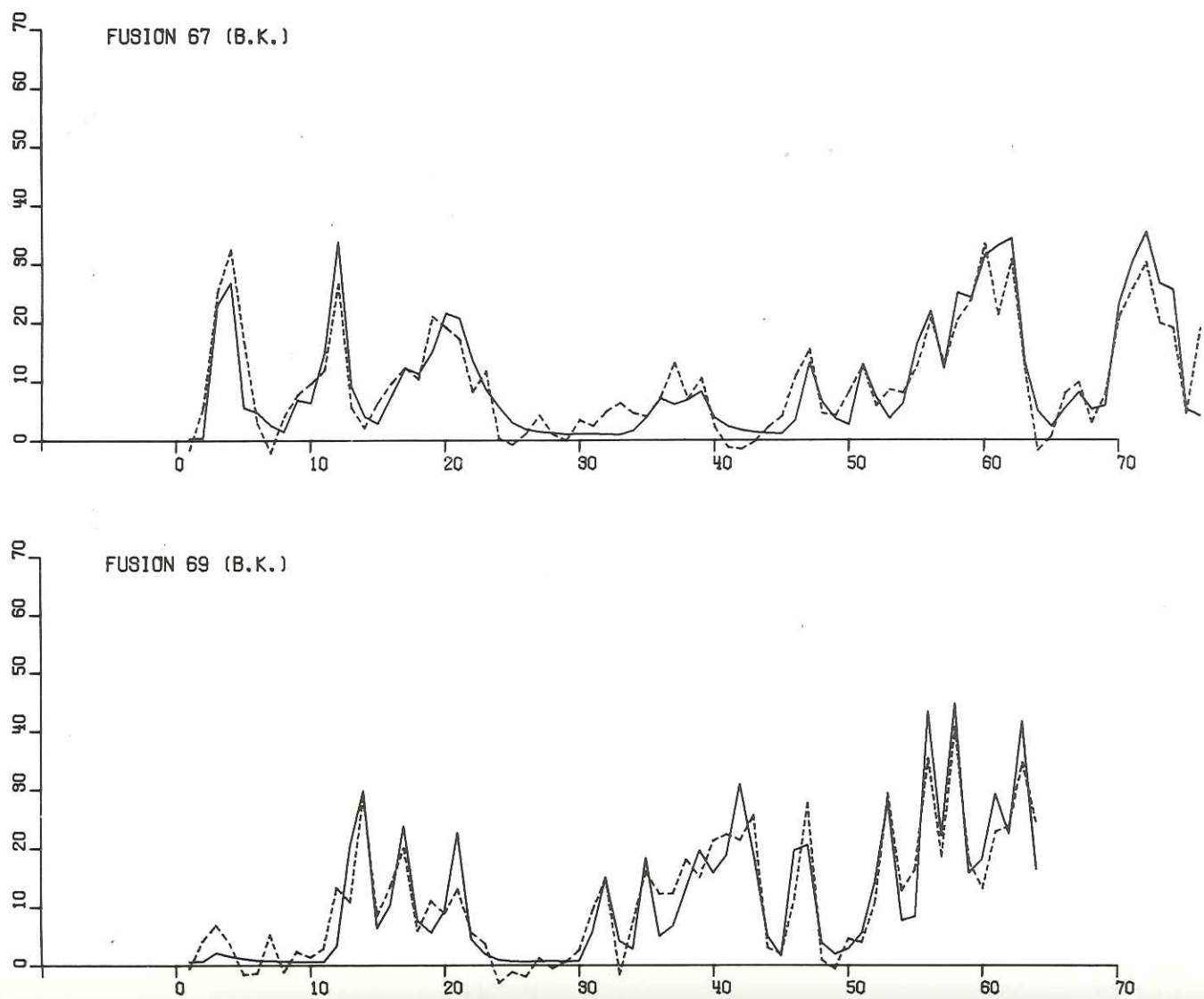
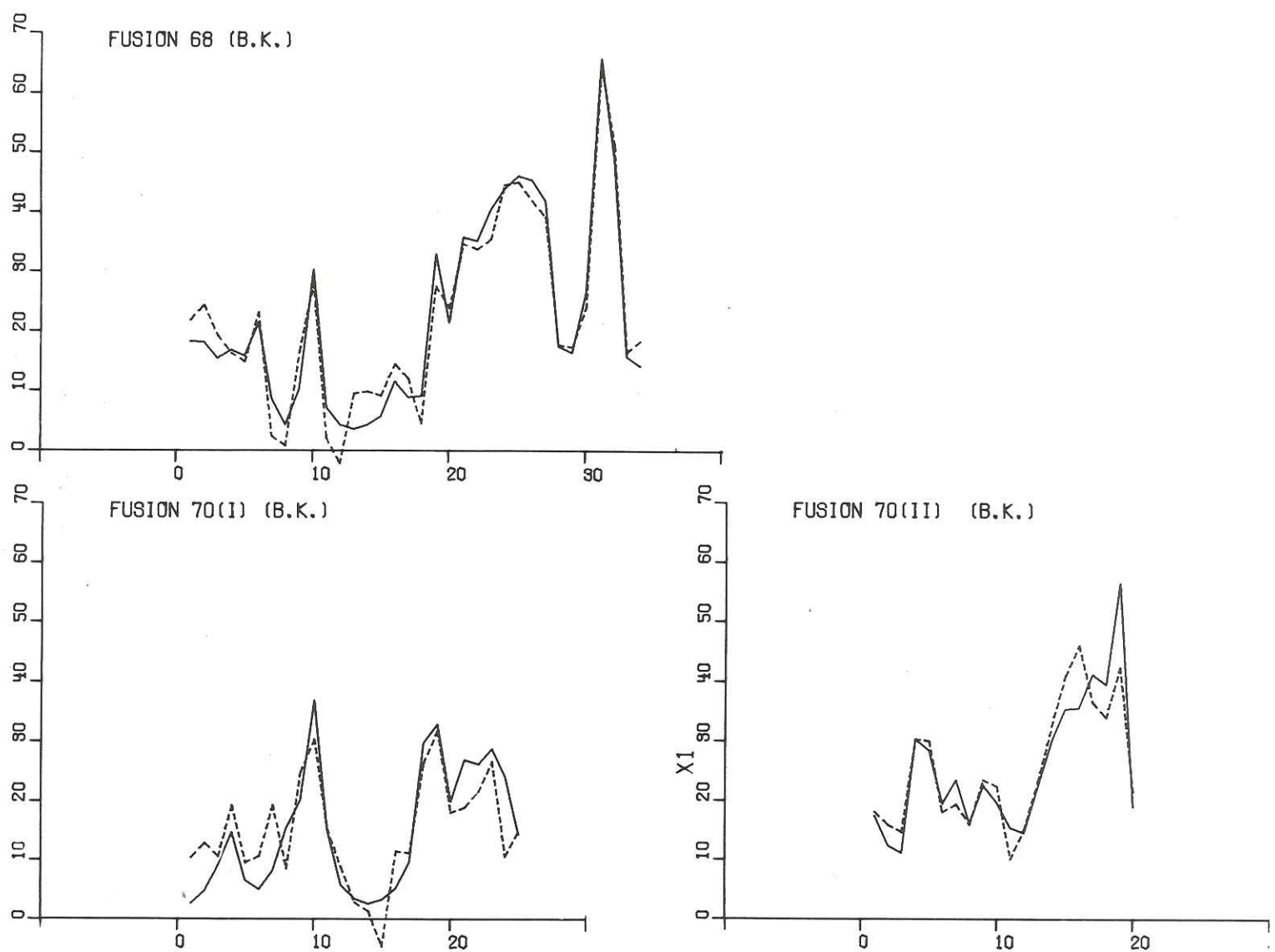


Figure 37 - Ajustement chronologique 1968 et 1970



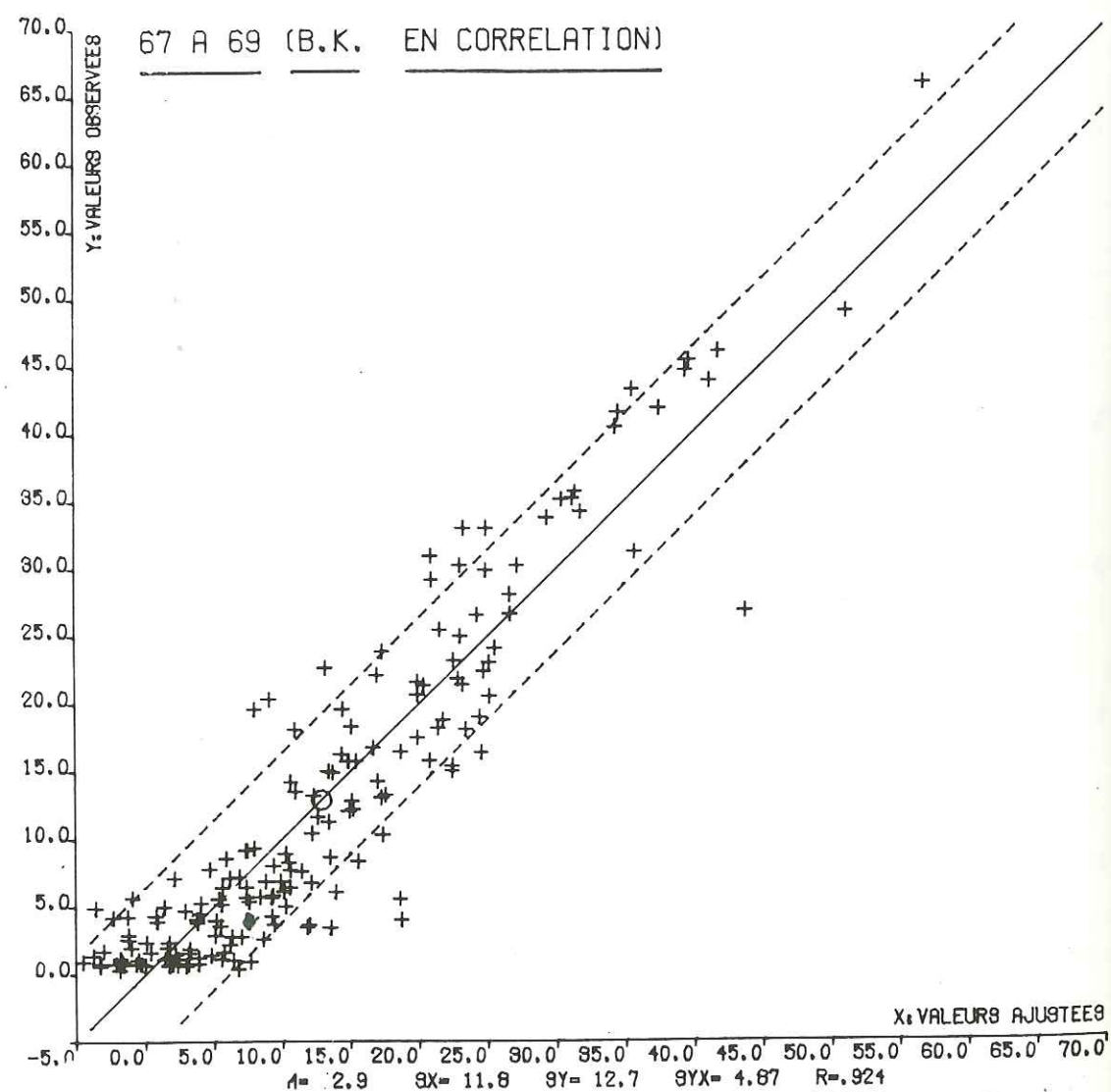


Figure 38 - Valeurs observées/Valeurs ajustées (67, 68 et 69)

- ajustement supérieur, mais anomalies identiques correspondant aux défaillances du modèle déterministe.
- écarts plus marqués dans le traitement sur l'ensemble des périodes que dans le traitement période par période, évidemment.
- valeurs négatives, qu'il suffira de considérer comme nulles.

XI.3. STABILITE DU MODELE

XI.3.1. On peut remarquer que les coefficients de régression obtenus en traitant chaque année séparément, fluctuent assez sensiblement. Cela peut être dû :

- 1 -Aux types de temps qui ont provoqué la fusion (évidemment les coefficients de 6 et 11 ne sont pas très significatifs les années où il n'a guère plu) ;
- 2 -A l'intercorrélation entre les variables, qui ne sont pas indépendantes. On donne ci-dessous la matrice de corrélation :

	1	5	6	7	8	10	11	12
1	1.0							
5	0,5228	1.0						
6	0,0785	-0,3062	1.0					
7	0,0821	0,0465	0,0180	1.0				
8	-0,3099	-0,6882	0,3749	0,0205	1.0			
10	0,3197	-0,0512	0,1091	0,9297	0,0203	1.0		
11	0,1477	-0,2115	0,8937	0,0357	0,2845	0,1427	1.0	
12	0,5948	0,3417	0,1587	0,0120	-0,0192	0,2268	0,2517	1.0

et on peut voir sur les tableaux des coefficients de régression, les valeurs qu'ils prennent pour chaque période.

La question que l'on peut se poser est donc la suivante : le modèle, déduit de la régression sur une période, est-il valable pour la suivante ? En effet, la fluctuation des coefficients est due à l'intercorrélation entre variables explicatives et celle-ci se retrouve dans chaque période. On pourrait éventuellement s'en débarrasser par passage en composantes principales, assez laborieux à mettre en oeuvre.

Par contre la régression se fait sur des séries de données correspondant à des jours successifs. Aussi faut-il s'assurer qu'il n'y a pas d'autocorrélation entre les résidus des valeurs ajustées successives.

Nous avons donc calculé la corrélation entre les résidus successifs des corrélations suivantes :

	67	68	69	67 à 69
13/ 1, 5, 6, 7, 8, 10, 11	0,266	0,239	-0,2412	0,0625
13/ 1, 5, 6, 7, 8, 10, 11, 12	0,064	0,218	-0,200	-0,0348

Ils ne sont donc pas significativement différents de 0, compte tenu du nombre d'observations, et seraient dûs en partie au report de la veille puisque l'introduction de la variable 12 réduit l'autocorrélation des résidus.

En conclusion, l'équation obtenue semble suffisamment stable pour être réemployée en prévision.

XI.3.2. Exemples d'emploi en prévision

Pour tester l'emploi de telles équations en prévision, nous avons effectué la régression sur les périodes 67 et 69, mises bout à bout (soit 140 journées) et obtenu :

$$\text{Deb}_j = 1.0762 T_a + 0.1168 \text{RSW}_{\text{abs}} + 0.5755 P1 - 1.9984 \cdot \text{Vent} + 0.0070 \text{RLW}_a + 0.3943 \text{Vent} \times e_a + 0.0393 P1 \times T_a - 12.0619$$

$$R^2 = 0.8036 \quad R = 0.8964$$

Nous avons utilisé cette équation pour calculer les écoulements en :

1968 - 34 valeurs $R = 0.9074$

1970 - 20 valeurs $R = 0.8568$

On se reportera au paragraphe VII.2.1., pour vérifier que les résultats sont tout à fait comparables à ceux du modèle déterministe.

Il faut remarquer que le modèle, réglé sur des périodes à débit moyen, fonctionne assez mal pour les débits forts. En particulier, la dernière pointe de la fusion 68 est nettement sous estimée. Cela provient non pas du choix des variables explicatives, puisque les mêmes variables donnent, quand on ajuste le modèle sur

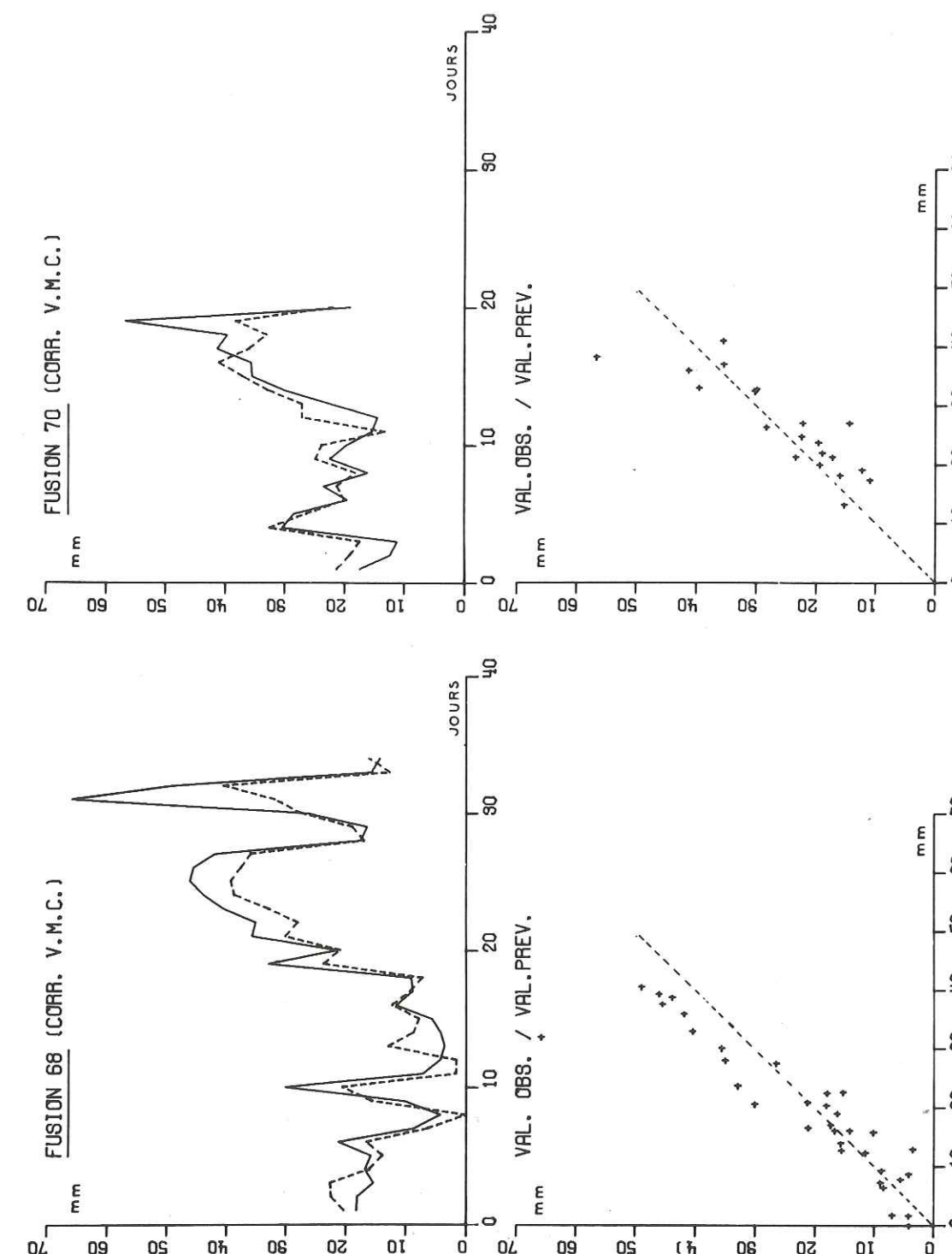


Figure 39 - Essais en prévision.

cette période, des valeurs ajustées très convenables, mais plutôt des reports qui peuvent se faire, vu l'intercorrélation des variables, entre les différents coefficients de régression. On pourrait évidemment tenter des transformations sur les variables, de façon à augmenter l'influence de celle qui prédomine ce jour là, mais elles perdraient leur sens physique.

XI.4. RETOUR SUR L'ANALYSE DES DEBITS DU LYSIMETRE

La recherche des variables explicatives s'est d'abord faite sur les 3 périodes 67, 68 et 69 successivement. L'emploi du débit brut, ou affecté d'un coefficient de correction, importe peu.

Par contre, quand on met les 3 périodes bout à bout, les coefficients de correction interviennent :

$$\begin{aligned} \text{Années 67 à 69} \quad & \left(\begin{array}{l} \text{Débits bruts} / 1, 5, 6, 7, 8, 10, 11 \quad R = 0,903 \\ \text{Débits corrigés} / 1, 5, 6, 7, 8, 10, 11 \quad R = 0,924 \end{array} \right. \end{aligned}$$

Les corrections apportées

0.95	pour 67
1.05	pour 68
1.35	pour 69

améliorent donc bien la corrélation, c'est-à-dire l'homogénéité de la série. Nous pouvons cependant le vérifier.

a.- Pour cela mettons bout à bout les quatre périodes 67, 68, 69 et 70, et effectuons la régression :

$$\text{Débits bruts} / 1, 5, 6, 7, 8, 10, 11 \quad R = 0.8535$$

Traçons ensuite la série chronologique des écarts cumulés, soit sous la forme :

$$\text{Eccum} = \sum_{i=1}^n \varepsilon_i \quad \text{en fonction de } i$$

$$\text{soit} \quad \text{en fonction de} \quad \sum_{i=1}^n Y_i + Y'_i$$

avec :

$$\begin{aligned} Y_i &= \text{valeur observée du débit brut} \\ Y'_i &= \sum_{k=1,5,6,7,8,10,11} a_k \cdot X_{ki} + a_0 \end{aligned} \quad \left(\begin{array}{l}) \\ (\\) \\ (\end{array} \right. \quad \varepsilon_i = Y_i - Y'_i$$

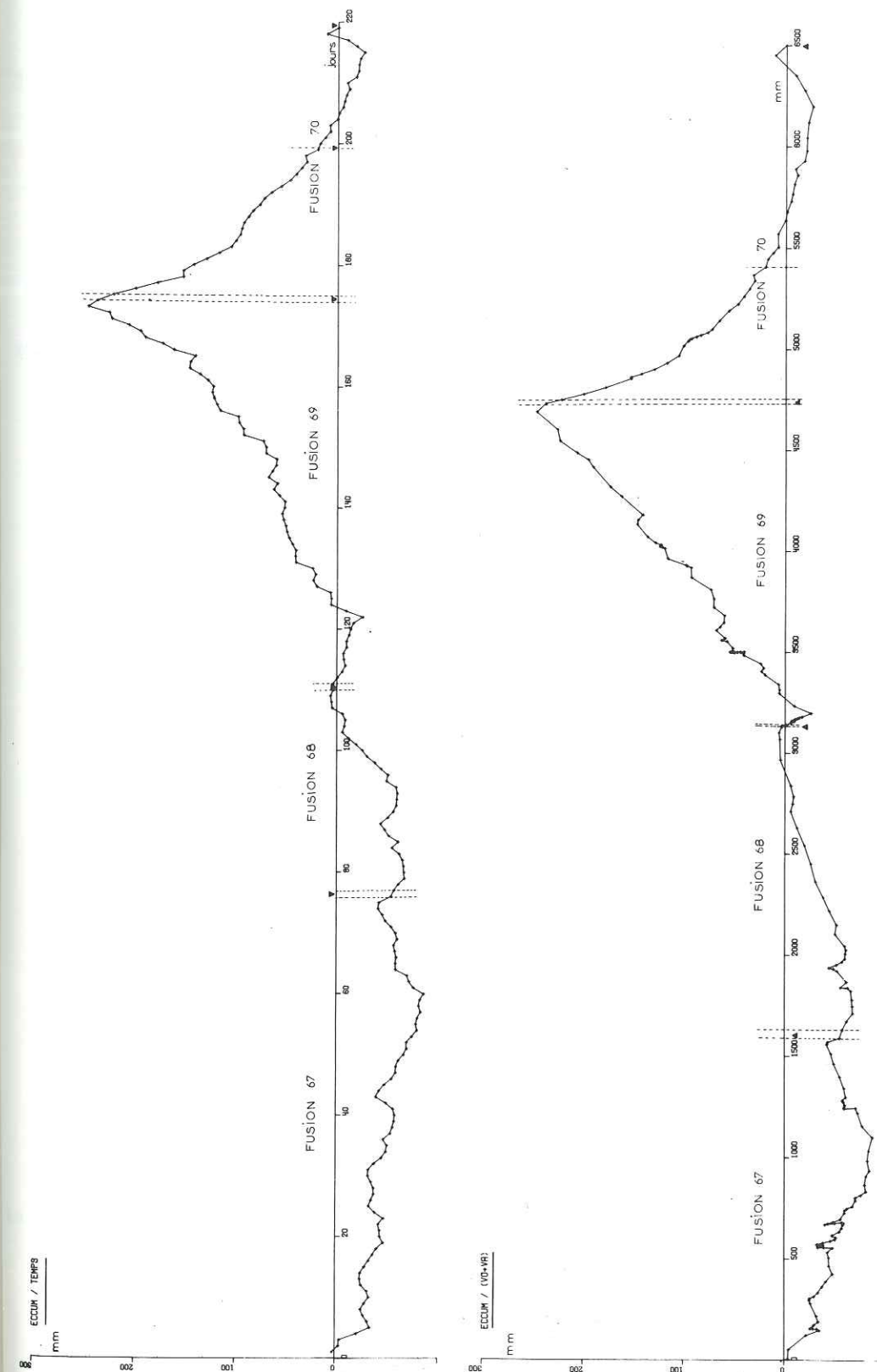


Figure 40 - Ecart cumulés.

En effet, dans le graphique Y_i, Y'_i le nuage de points est réparti de part et d'autre de la bissectrice, pour l'ensemble de la période. Mais pour certaines parties de cette période, les points peuvent se trouver systématiquement d'un côté ou de l'autre de la bissectrice, ce qui se matérialise sur la courbe des écarts cumulés par des valeurs systématiquement croissantes ou décroissantes.

Conclusions sur les courbes :

Années 67 et 68 : assez homogènes, avec Y_i légèrement déficitaire en 67, légèrement excédentaire en 68.

Année 69 : cassure franche, rectiligne, indiquant un Y_i systématiquement excédentaire.

Année 70 : cassure franche, avec un Y_i systématiquement déficitaire.

b.- Partant de là, effectuons, sur la série Y_i, Y'_i , les corrélations Y_i, Y'_i , période par période :

$$Y_i = a_p Y'_i + b_p \quad p : \text{période}$$

et comparons les pentes respectives :

	a_p	ρ_p	A_p	ρ_p
1967	1.12	0.90	0.9	0.80
1968	1.23	1.0	1.10	1.0
1969	1.67	1.35	1.40	1.25

Si nous prenons comme référence de pente 1968, on a $a_p/a_{68} = \rho_p$. De même pour les pentes A_p obtenues par doubles cumuls. On s'aperçoit que les résultats sont très comparables.

De toutes façons, la précision sur la correction à apporter n'est pas très forte, les courbes double cumuls étant déduites de mesures assez rares effectuées à des emplacements variables. On a donc finalement pris un moyen terme pour ρ (cf. remarque).

L'intérêt de cette méthode est de confirmer l'analyse du paragraphe

II.2.

Remarque - Il va de soi que les premières valeurs de ρ utilisées étaient celles obtenues par doubles cumuls. Tous les calculs ont ensuite été repris, après détermination des variables explicatives et des nouvelles valeurs de ρ par écarts cumulés.

Remarque - Pour 1970, mis à part l'hétérogénéité évidente, on ne peut apporter de conclusion, la réponse ayant été franchement non linéaire.

XI.5. A PROPOS DES MODELES A FACTEURS DE FONTE

XI.5.1. Rappels

On englobe sous cette appellation, tous les modèles où le seul facteur thermique disponible est la température. Bien que, manifestement statistique, on les utilise généralement comme sous-ensembles dans des modèles déterministes. Pour le jour j , la lame d'eau écoulee s'écrit :

$$E_j = k_0 (T_j - T_0) + Pl + k_1 (T_p - T_1).Pl$$

avec :

- Pl : précipitation pluvieuse
- T_j : température moyenne, ou maximale, ou combinaison des mini et maxi.
- T_0 : température de "base"
- k_0 : facteur de fonte
- T_p : température de la précipitation
- k_1 : facteur de fonte due à la pluie
- T_1 : température de "base" pour la précipitation.

Il s'agit là d'une forme élaborée, la forme la plus simple s'écrivant :

$$E_j = k_0 (T_j - T_0) + Pl$$

Le problème consiste à déterminer k_0 et k_1 . Diverses améliorations tiennent compte de la température minimale journalière pour représenter l'onde de regel nocturne (CHARBONNEAU, 1970, GIRARD, 1970, ou ANDERSON et CRAWFORD, 1964), mais surtout, il est admis que le facteur de fonte k_0 évolue au cours de la saison, non pour représenter l'évolution saisonnière du rayonnement, bien représentée par celle des températures, mais plutôt pour tenir compte de la décroissance moyenne de l'albedo au cours de la fusion.

Ce problème est délicat car, comme on peut le voir dans le tableau général des corrélations, la température moyenne journalière est corrélée à la fois avec le rayonnement solaire absorbé ($R = 0.52$), mais aussi avec le rayonnement atmosphérique de grande longueur d'onde ($R = 0.758$) et Vent $\times E_a$ ($R = 0.32$). Ces dernières quantités, quand elles ne sont indexées que par T_a , n'ont pas à être affectées d'une évolution liée à l'albedo puisqu'il ne les concerne pas.

Remarque - Comme précédemment, nous laisserons le terme T_0 apparaître dans la constante de l'équation de régression. Pour T_1 , c'est impossible, mais on la considère généralement voisine de 0.

Nous allons tenter de voir ici ce que l'on peut attendre des facteurs de fonte.

XI.5.2. Sélection des données

Nous avons extrait de nos données, deux échantillons, à savoir :

PL : ensemble de jours pluvieux.

Le problème s'est encore posé d'adopter un certain intervalle de temps pour la pluie tombée à affecter au jour j . Nous avons donc repris les deux éventualités :

. Pluie de 01h à 01h : On a retenu 31 jours pluvieux avec :

Pl = min : 1.6 mm maxi : 36,5 mm
moy : 13.3 mm : 9.9 mm

. Pluie de 11h à 11h : 31 jours pluvieux encore, avec :

Pl = min : 3.7 mm maxi : 48.1 mm
moy : 14.2 mm : 11.1 mm

BT : ensemble de jours de beau temps (ciel clair et rayonnement incident voisin du maximum potentiel). Là aussi, nous avons retenu 31 jours.

Pour s'affranchir du problème de la correction saisonnière sur k_0 , il importait de choisir dans les deux cas, deux ensembles de jours à peu près équivalents du point de vue de la répartition dans la période.

Ces journées, sélectionnées de mars à mai, ont cependant pour date moyenne, dans PL comme dans BT, le 7 avril environ. La correction apportée à k_0 étant généralement quasi linéaire sur la période envisagée, nous considérerons que les valeurs des paramètres que nous obtiendrons pour PL et BT seront des moyennes correspondant à la même période, donc comparables.

De plus, l'albedo moyen est de l'ordre de 0,51 pour PL et de 0.48 pour BT. En effet, les épisodes pluvieux que nous avons retenus ne sont pas toujours purement pluvieux. Un certain nombre sont partiellement neigeux, d'où l'albedo plus élevé. Ceci pourrait expliquer :

- un facteur de fonte inférieur pour les cas de pluie (car le rayonnement solaire a un "rendement" moindre, une plus grande partie se trouvant réfléchi) ;
- une dispersion plus grande due à la rétention possible de l'eau de pluie par la couche de neige fraîche.

La mesure de la précipitation est aussi une cause d'erreur à rappeler.

Enfin, au moins pour les échantillons PL, les températures moyennes journalières sont pratiquement toutes positives, ce qui évite le problème des degrés-jours négatifs.

XI.5.3. Résultats

a.- Sur l'échantillon BT :

Avec les variables retenues dans le cas général (1,5,7,8 et 10 car 6 et 11 correspondant à Pl et Pl $\times$ Tp n'interviennent pas, on trouve :

$$n = 31 \quad R^2 = 0.9623 \quad R = 0.9810$$

L'élimination des variables nous conduit à ne retenir que :

	R_p	B	T	B_r
5 RSW abs	0.8675	0.1597	9.1	0.51
6 Vent	0.7912	-5.5397	-6.7	-0.62
10 Vent $\times e_a$	0.8894	1.2134	10.1	0.98

$$n = 31 \quad R^2 = 0.9394 \quad R = 0.9692$$

Cela nous montre l'influence du rayonnement solaire et des échanges par transfert de masse (Evaporation). Le terme constant est assez fortement négatif, de même que le coefficient du vent.

Si l'on se contente de la température comme variable explicative, on trouve :

$$\text{Débit}_{13h-13h} = 2.7281 \times T_{a \text{ 01h-01h}} + 6.84$$

avec :

$$n = 31 \quad R^2 = 0.7767 \quad R = 0.8813$$

Cela fournit :

$$k_0 = 2.7281$$

$$T_0 = -2.5^\circ\text{C} \quad (-2.5^\circ\text{C})$$

Remarquons que l'adjonction simple de RSWabs fait passer R de 0.8813 à 0.9477.

b.- Sur les échantillons PL :

Avec les variables retenues dans le cas général, on trouve :

PL 01h-01h			PL 11h-11h		
n=31	$R^2 = 0,7681$	$R = 0,8764$	n=31	$R^2 = 0,8039$	$R = 0.8966$

Le découpage 11h-11h semble donc préférable pour les pluies, quand on prend l'ensemble des variables.

Remarquons toutefois qu'en prenant les valeurs de 01h à 01h, y compris $Pl_{01-01} \times Ta_{01.01}$ mais en remplaçant Pl par la pluie "vraie", c'est-à-dire celle que l'on peut raisonnablement attribuer au débit de 13h à 13h (en tenant compte de la hauteur etc ...) on a pu atteindre :

PL découpage "réel"		
n = 31	$R^2 = 0.8663$	$R = 0.9307$

Il apparaît donc que le découpage choisi pour les pluies a une grande influence. De plus, la variable Vent x Ta, éliminée dans le cas général, reste significative, au détriment de Ta. Cela montre l'influence de la chaleur sensible. Le rayonnement solaire, éventuellement, disparaît.

Nous ne reviendrons plus sur le cas du découpage "réel", qui nécessite la connaissance des pluviogrammes.

Si nous comparons, par contre les régressions :

Pl 01h-01h

Pl 11h-11h

Pl 01h-01h			Pl 11h-11h		
13 débit 13h-13h	R_p	B	13	R_p	B
1 Ta	0.3349	2.7630	1	0.3616	2.3193
6 Pl	0.1885	0.3873	6	0.0932	0.1727
11 Pl x Tp	0.1718	0.0800	11	0.3350	0.1424
$A = 2.4968$			$A = 2.9326$		
$R^2 = 0.6624$	$R = 0.8139$		$R^2 = 0,6282$	$R = 0.7926$	
1 Ta	0.7008	3.9315	1	0.6940	3.9445
6 Pl	0.7002	0.7161	6	0.6609	0.7609
$A = -2.0787$			$A = -4.41$		
$R^2 = 0.6646$	$R = 0.8152$		$R^2 = 0.5961$	$R = 0.7721$	

On constate que dans ce schéma, c'est encore le découpage 01h-01h qui prévaut.

Certaines corrélations partielles sont peu significatives. De plus, la corrélation entre Pl et Pl x Tp (de l'ordre de 0.8) explique la fluctuation des coefficients de régression.

Par contre, entre Pl et Ta, la corrélation est quasi nulle.

XI.5.4. Conclusions sur les facteurs de fonte

Considérons l'équation générale :

$$E_j = k_0 \cdot T_a + Pl (1 - k_1 \cdot T_1) + k_1 \times Pl \times T_p - k_0 T_0$$

Sur les deux échantillons PL, on trouve :

$$k_0 = 2.76 \quad \text{resp} \quad 2.31$$

$$k_1 = 0.0800 \quad \text{resp} \quad 0.1424$$

Le coefficient de régression de Pl permet le calcul de T_1 :

$$T_1 = 7.75^\circ\text{C} \quad \text{resp} \quad 6.1^\circ\text{C}$$

et T_0 se déduit du terme constant :

$$T_0 = - 0.91^\circ\text{C} \text{ resp } - 1.25^\circ\text{C}$$

Pour l'échantillon BT, on a trouvé :

$$k_0 = 2.73$$

$$\text{et } T_0 = - 2.5^\circ\text{C}$$

Si nous le comparons aux valeurs proposées par ROCHE et SLIVITSKI :

$$k_0 = 2$$

$$T_0 = 7^\circ\text{C}$$

$$k_1 = 0.007$$

(celles-ci ont été recalculées à partir d'une autre expression de l'équation :

$$E_j = K (1 + aPl) (T_{\max} - T_0) + Pl$$

On constate que les facteurs de fonte associés aux degrés-jours sont comparables (compte tenu de ce que ROCHE et SLIVITSKI emploient $T_{\max}$ et non la moyenne journalière).

La température de base proposée correspond plus à T_1 qu'à T_0 .

Mais, par contre, les facteurs de fonte associés à la pluie sont très différents (dans le rapport 10). L'explication que nous proposons est la suivante :

- Il est remarquable que pour les échantillons PL et BT, k_0 soit pratiquement le même. En effet, outre les échanges convectifs, la température indexe le rayonnement solaire par temps clair, le rayonnement atmosphérique par temps couvert.

- D'autre part, les utilisateurs des méthodes à facteur de fonte n'introduisent le terme $Pl \times Tp$ (avec une correction car Tp est inconnue, que pour prendre en compte l'apport calorifique d'une pluie Pl à la température Tp . Ils imposent donc le coefficient k_1 (1mm de pluie à $T^\circ\text{C}$ fournit $0.1 \times Tp$ calories capables de faire fondre $0.1/8 \times Tp = 0.0125 Tp$ mm de valeur en eau. Si au lieu de Tp on prend $T_{\max}$, le coefficient doit être réduit, d'où, par exemple 0.007).

- On peut alors se demander si le terme $Pl \times Tp$ ne représente pas plus que cet apport thermique de la pluie, relativement négligeable. Sur l'échantillon, le terme $Pl \times Tp$ a une moyenne égale à 50 donc provoque en moyenne $50 \times 0.1/8 = 0.6$ mm de fusion.

Or, si l'on regarde les coefficients obtenus en enlevant ce terme, on trouve :

$$E_j = k'_0 (T_a - T'_0) + Pl$$

avec $k'_0 = 3.93$ (resp 3.94) sensiblement différent donc du k_0 obtenu précédemment. (On a d'ailleurs effectué la régression, sur l'échantillon PL de 01h à 01h :

$$E_j = 0.0125 Pl \times Tp$$

en fonction de Pl et Ta . On trouve un facteur de fonte égal à 3.75. On voit donc que si on impose à $Pl \times Tp$ de ne représenter que la fusion due aux calories de l'eau de pluie, le facteur de fonte k_0 ne sera pas le même que par ciel clair.)

Généralement, les utilisateurs des facteurs de fonte imposent les deux contraintes suivantes :

- . facteur de fonte k_0 identique pour ciel clair ou couvert,
- . coefficient de $Pl \times Tp$ imposé.

Comme les périodes de test sont en général réduites et que les jours de pluies bien marqués sont relativement rares, le modèle fonctionne bien, sauf en cas de pluie, où l'on sous-estime l'écoulement. De là à supposer que la pluie a des effets multiplicateurs curieux, il n'y a qu'un pas. (On assure parfois que la pluie, en percolant, modifie la structure interne du manteau qui libère alors toute l'eau liquide qu'il immobilisait par rétention).

On ne voit guère pourquoi les lames de pluie étant du même ordre que les lames de fusion par temps chaud et clair, elles auraient un effet différent sur le manteau.

(Ici, sur 31 jours, on a respectivement :

	<u>Débit moyen</u>	<u>Ecart-type</u>	<u>Pluie moyenne</u>	<u>Ecart-type</u>
CIEL CLAIR	20,2 mm	15,7 mm	—	—
PLUIE	21,4 mm	12,4 mm	13,3 mm	9.6 mm

Ces remarques s'appliquent aussi à ceux qui procèdent par corrélation (BRAY, DAVAR et PYSKLINEC), mais avec un échantillon où le nombre de jours de pluie est faible.

La solution consisterait peut être à prendre un facteur de fonte lié à la nébulosité, et à considérer le coefficient de $Pl \times Tp$ comme un paramètre à ajuster, la variable indexant autre chose que ce qu'on voudrait lui faire représenter.

XI.6. UTILISATION DE VARIABLES METEOROLOGIQUES SIMPLES

XI.6.1. Données utilisées

Nous avons ici encore envisagé le cas où l'on ne disposait que de données simples :

$T_{\min}$ et $T_{\max}$ journalière de l'air

$H_{\min}$ et $H_{\max}$ " " "

Précipitations

Nébulosité.

Les variables explicatives antérieures ont été recalculées avec :

$$T_{\text{moy}} = (T_{\min} + T_{\max}) / 2$$

$$H_{\text{moy}} = (H_{\min} + H_{\max}) / 2$$

Le vent a été considéré comme constant et égal à sa valeur moyenne. On a pris $T_{\max}$ comme température des précipitations.

La variable R_{LWA} calculée par la formule de BERLIANDA tend à s'éliminer, donc en fait, la nébulosité n'intervient même pas dans ce cas.

XI.6.2. Résultats

Avec les variables :

Deb_j en fonction de $\begin{pmatrix} T_{\text{moy}} \\ PL \\ e_a \\ PL \times Tp \end{pmatrix}$

on obtient :

	1967	1968	1969	1967 à 69
n	76	64	34	174
R	0.736 0.844	0.904 0.917	0.824 0.820	0.837 0.858

Cette fois, l'introduction du débit de la veille est assez significative. On l'a noté dans la seconde ligne. Cependant il ne faut pas en déduire que les reports sont importants, mais plutôt qu'il risque d'y avoir corrélation entre les résidus successifs.

Enfin, remarquons que l'adjonction simple du rayonnement absorbé porte l'ajustement à :

	1967	1968	1969	1967 à 69
n	76	34	84	174
R	0.839 0.897	0.936 0.941	0.896 0.896	0.901 0.909

XI.6.3. Exemple d'emploi

Nous avons effectué la régression sur les périodes 67 et 69 mises bout à bout d'où l'équation :

$$\text{Deb}_j = 1.51 \times T_a + 0.67 \times PL + 1.40 E_a - 0.017 PL.Tp$$

Utilisée sur les périodes 1968 et 1970, elle fournit :

1968 : 34 valeurs R = 0.8773

1970 : 20 valeurs R = 0.4999

On donne ci-joint, les courbes correspondantes. On se reportera à celles figurant aux paragraphes IX.2.2 et XI.3.2. pour comparaison.

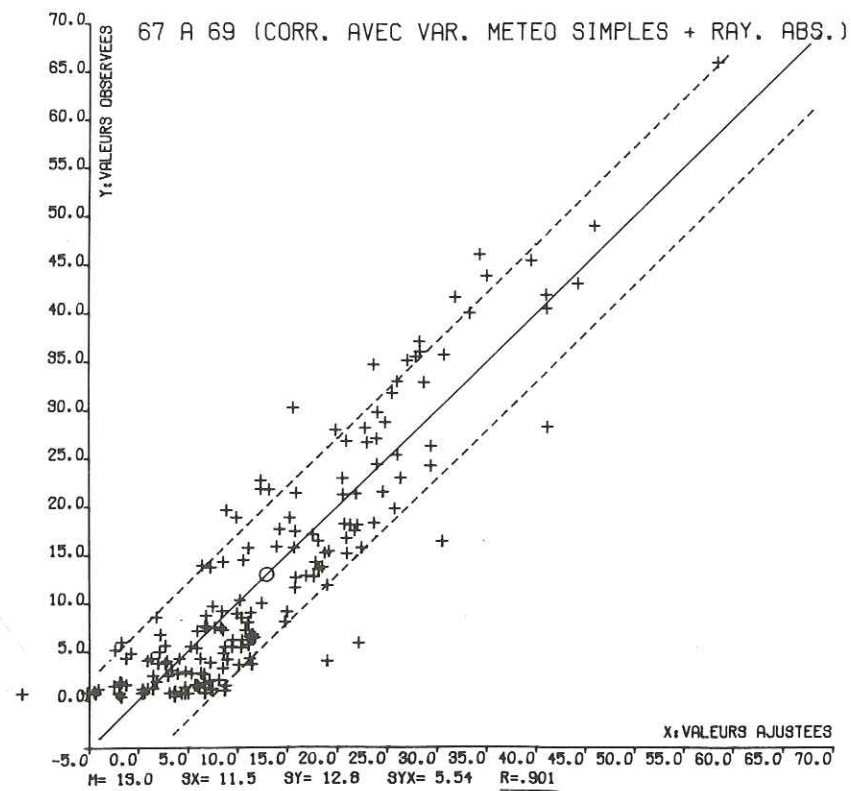
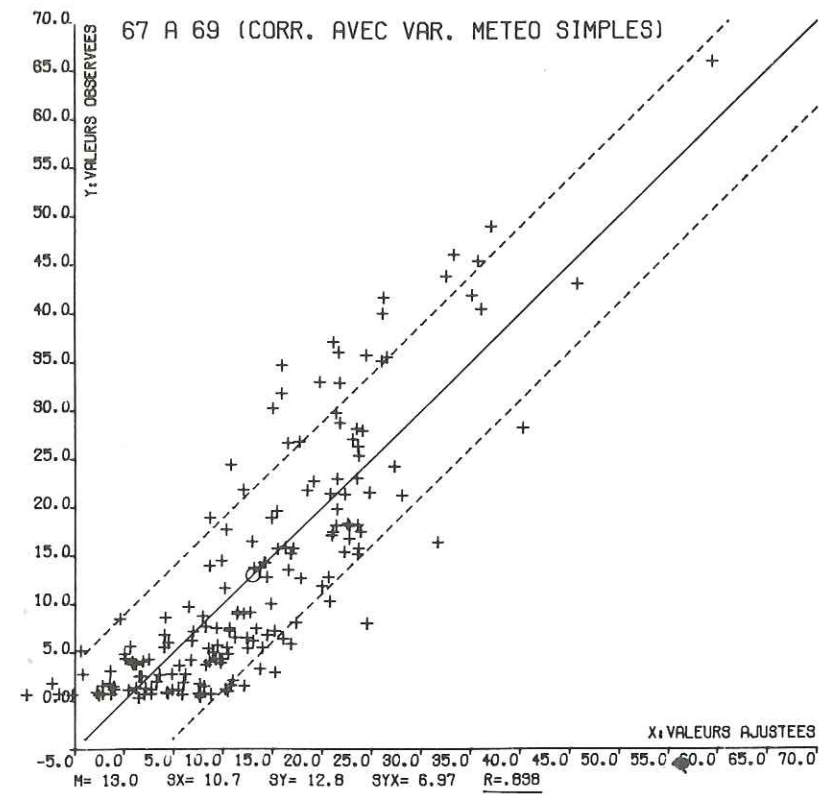


Figure 41

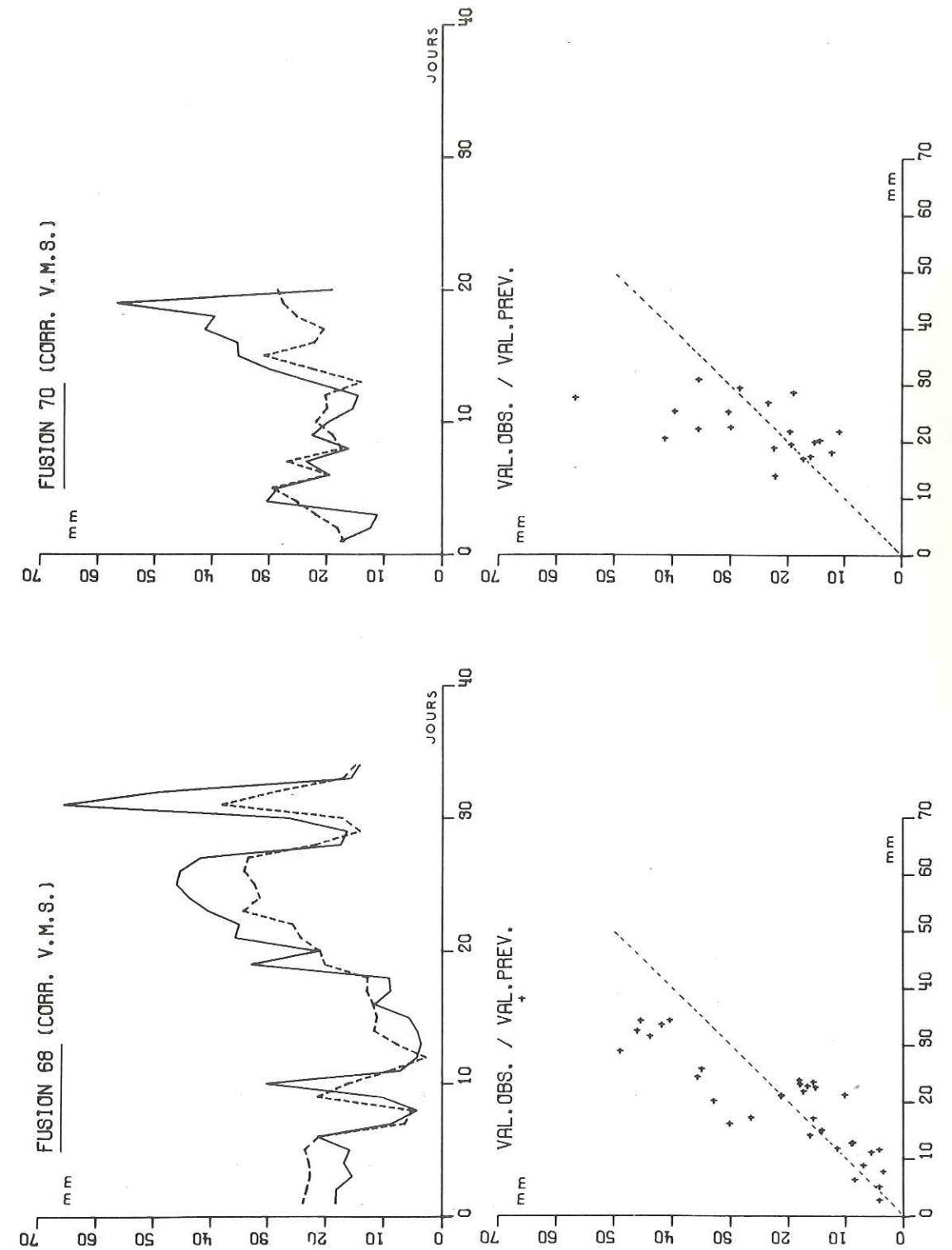


Figure 42 - Essais en prévision (VMS)

XI.7. COMPARAISON ENTRE LE MODELE DETERMINISTE ET LE MODELE STATISTIQUE

Nous rappelons, dans ce tableau, les résultats obtenus avec les deux modèles, en utilisant comme seul critère le coefficient de corrélation entre écoulements journaliers observés et calculés :

	Modèle déterministe				Modèle statistique			
	Mise au point		Vérification		Mise au point		Vérification	
	67	69	68	70	67	69	68	70
Avec var. météo. complètes	0.867	0.919	0.906	0.919	0.893	0.903	0.907	0.856
Avec var. météo. simples	0.809	0.887	0.832	0.620	0.736	0.820	0.877	0.499

On constate que les deux méthodes sont très comparables quand on introduit les données météorologiques complètes. En effet, les variables explicatives qui apparaissent linéairement dans la corrélation ne sont que les termes additifs du bilan effectué dans le modèle déterministe. Le calcul discutable de T_s ne joue guère, car il intervient sur des jours où les débits sont faibles ou nuls. Enfin, toute la partie percolation du modèle déterministe est pratiquement ignorée quand on utilise les écoulements journaliers.

Par contre, quand on utilise des données météorologiques simples, il y a une différence entre les utiliser pour estimer d'autres variables qui entrent dans un schéma non linéaire (exemple : rayonnement et albedo) ou les mettre directement en corrélation linéaire (ce que fait aussi le facteur de fonte, mais sans même effectuer l'ajustement par les moindres carrés). Cela explique évidemment la dégradation plus sensible des performances.

Rappelons aussi qu'un certain nombre de résultats secondaires n'apparaissent pas dans la régression.

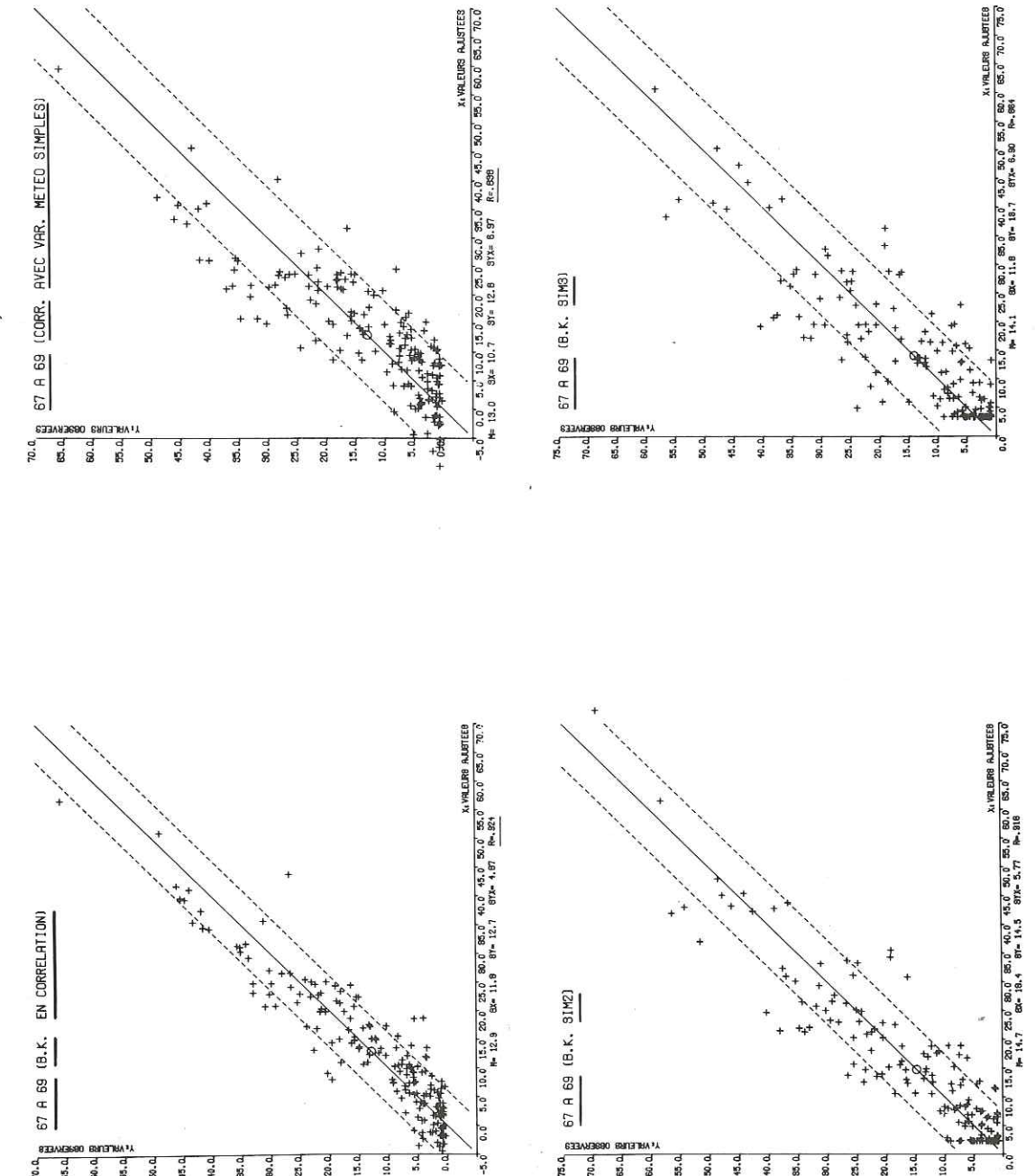


Figure 43

CONCLUSIONS

Nous ferons d'abord quelques remarques sur les mesures et les données utilisées. Le site du Col de Porte, s'il est remarquable par l'enneigement qu'il reçoit, l'est aussi par l'abri dont il bénéficie. C'est ainsi que le vent moyen pour 200 jours de fusion, répartis sur quatre années, est de 3 km/h, avec un maximum enregistré de 13 km/h (en moyenne journalière). Il est évident que cela ne permettait guère des conclusions marquées sur les échanges de type convectif. D'autre part, la mesure des écoulements de fonte journaliers n'est certainement pas parfaite et une recherche s'impose dans ce domaine. Enfin, parmi les données recueillies, l'absence du rayonnement de grande longueur d'onde est particulièrement gênante. Plutôt que de mesurer le rayonnement solaire avec une grande précision, il vaudrait mieux un bilanmètre enregistrant l'énergie reçue pour toutes les longueurs d'onde.

En ce qui concerne la connaissance de la neige, deux domaines sont assez mal connus à ce jour. Il s'agit d'une part de la transmission des ondes de froid et des échanges de chaleur à l'intérieur du manteau, pour lesquels on manifeste assez peu d'intérêt, étant donné qu'ils annulent la fusion et n'interviennent que rarement de façon importante après l'apparition des premières lames d'eau. D'autre part, on connaît mal l'écoulement de l'eau dans la neige. Les lois empiriques sont très simplistes et ne tiennent pas compte des multiples qualités de neige que l'on peut rencontrer. Là aussi une recherche systématique serait nécessaire, et permettrait peut être de connaître ce que peut retenir et comment se ressuie un manteau recevant une lame d'eau importante, ainsi que les facteurs qui expliquent son comportement.

Avec ce dont nous disposons, il est apparu que l'on pouvait construire un modèle déterministe assez proche de la réalité. Cependant, cette technique encore imparfaite pose quelques problèmes. Les lois empiriques utilisées pour

représenter certaines fonctions sont souvent paramétrées, et les valeurs des paramètres, proposées par divers auteurs, peuvent varier parfois de 100 %. Or, il n'existe pas de méthode simple et rapide permettant de choisir les valeurs les mieux adaptées à un modèle donné. On a aussi pu voir que les lois proposées pour un même phénomène ne fournissent pas toujours des résultats numériques concordants. Malgré cela, on arrive à une simulation assez correcte des écoulements journaliers et même des lysigrammes horaires. De plus, un modèle de ce type fournit un certain nombre de résultats secondaires intéressants et surtout, les résultats ne se dégradent pas trop quand on lui impose des variables d'entrée moins raffinées, mais plus fréquemment disponibles, les autres étant estimées empiriquement.

L'approche statistique, d'une mise en oeuvre plus rigoureuse et plus rapide, fournit des résultats comparables lorsque les variables explicatives ne font que reprendre les différents termes additifs du bilan thermique, mais la qualité des résultats diminue sensiblement lorsque l'on se cantonne à des variables météorologiques simples. Entre autres, l'absence du rayonnement solaire absorbé réduit notablement la corrélation. Cependant, nous n'avons pas tenté d'introduire comme variable explicative une estimation de ce rayonnement absorbé, cela étant assez peu employé en réalité. Signalons aussi que cette méthode ne permet pas de choisir un pas de temps inférieur à 24 h, et que le choix de son découpage pose parfois des problèmes.

On peut conclure que ces deux approches poursuivent, en fait, des buts différents. La première, déterministe, permet, outre le calcul des écoulements journaliers, d'obtenir les ordres de grandeurs des différents termes du bilan et de suivre le cheminement de l'eau de fusion. Enfin, le pas de temps peut être choisi aussi petit que l'on veut. C'est donc un modèle essentiellement explicatif, transposable en d'autres points et aisément modifiable. Le modèle de régression, lui, est plutôt conçu pour la prévision et ne peut être transposé, les variables explicatives pouvant être différentes d'un point à un autre. De plus, la constitution de série d'écoulements de fusion nécessite la mise bout à bout de données consécutives, légèrement corrélées dans chaque période, ces périodes présentant parfois certaines hétérogénéités entre elles. On pouvait donc s'attendre à ce que la corrélation multiple ne donne pas ici de résultats exceptionnels.

Disposant alors d'un modèle, on peut se poser la question de son emploi : à quoi peut servir de calculer la fusion en un point ? Cela équivaut à la donnée d'un pluviomètre pour les épisodes pluvieux et peut être utilisé de même : comme index, dans un modèle statistique de débit, comme estimation de la lame d'eau superficielle sur une fraction homogène d'un bassin. Dans un modèle déterministe

de bassin versant, on découpe généralement le bassin en un nombre raisonnable de zones homogènes pour l'altitude, l'exposition, la végétation (boisée ou non, etc.) et moyennant quelques hypothèses sur la répartition des températures et la distribution spatiale de l'enneigement et des précipitations, on peut appliquer le modèle à chacune des zones particulières. Ces modèles de fonte représentent donc un sous-ensemble du cycle hydrologique global, et peuvent être mis sous la forme de sous-programme dans un modèle hydrologique de bassin. De plus, qui dit modèle dit simulation, et, après l'avoir mis au point et testé sur des séries observées, on pourrait générer certaines séquences météorologiques extrêmes, de probabilité connue, et obtenir une appréciation des lames de fusion correspondantes. Cette procédure est préconisée par le U.S. Corps of Engineers pour le dimensionnement des projets. Remarquons cependant que le modèle déterministe est plus adapté à cette technique qu'un modèle statistique toujours délicat à extrapoler en dehors du domaine d'ajustement.

Ces diverses possibilités montrent clairement les développements ultérieurs de ces recherches. Ils pourraient être de deux types :

. Raffinement du modèle par recherche de lois empiriques mieux adaptées, et application à d'autres sites de mesure n'ayant pas les mêmes particularités,

. Utilisation dans un modèle plus général de bassin versant à régime nival prépondérant,

ces deux aspects pouvant d'ailleurs être menés parallèlement. Moyennant quelques mesures complémentaires, le bassin du Corbeiller, sur lequel se trouve le laboratoire, pourrait d'ailleurs convenir et permettrait d'acquérir de l'expérience dans le domaine des modèles explicatifs dont l'usage tend à se répandre.

Cela suppose cependant la mise en oeuvre de mesures réparties sur le bassin.

BIBLIOGRAPHIE

Première Partie

- "Bilan des mesures au Col de Porte" - Notes EERM - Météorologie Nationale, par L. MEYER, P. DAVID, E. PAHAUD, J. PLAS et L. REY (Hivers 66-67, 67-68, 68-69 et 69-70 (en cours de publication.))
- TOURNIER P. - "Analyse de profils de vent relevés au Laboratoire pour l'étude de la neige - Col de Porte". Thèse de 3ème Cycle. CNRS - Grenoble 1971.
- BOIS Ph. - "Une méthode de contrôle des séries chronologiques". Laboratoire de Mécanique des Fluides. Grenoble 1971.
- KOHLER M. - "On the use of double mass analysis for testing consistency of meteorological records and for making required adjustments". Bulletin of American Geophysical Society. 1949.

Deuxième Partie

On ne citera pas les références bibliographiques concernant la physique de la neige qui sont déjà compilées dans "Snow Hydrology".

- "Snow Hydrology" - Summary Report of the Snow Investigations. North Pacific Div., Corps of Eng. Portland, Oregon, 1956.
- "Runoff from Snowmelt" Engineering design manual. Id. - 1960 -
- "Lysimeter studies of snowmelt". Res. Note 25. Id. 1955.
- WEIL L. - "Eléments des échanges thermiques". Gautiers-Villars Ed. Paris 1965.
- LLIBOUTRY - "Traité de Glaciologie". Tome 1. Dunod - Ed. - 1964.
- POGGI A. - "Evolution de la neige déposée à moyenne altitude". Thèse de Docteur-Ingénieur. Faculté des Sciences. Grenoble 1965.
- CHIRON DE LA CASINIERE A. - "Contribution à l'étude des bilans thermiques au-dessus de la neige à haute et moyenne altitude". Thèse de Doctorat d'Etat. Université de Grenoble. 1971.
- BOWEN I.S. - "The ratio of heat losses by conduction and evaporation from any water surface". Physical Review. 1926.

- E. LACHAPELLE - "Critics on heat and vapour transferts in snow". U.S. Forest Service. Alta Avalanche Study Center. Progress Report - 1960 -
- YEN, YIN CHAO - "Heat transfert characteristics of naturally compacted snow". Res. Rept. 166, U.S. Army CRREL. Hanover. NH - 1965 -
- QUICK M.C. - "Comparison between measured and theoretical snowpack temperatures". Journal of Hydrology. Mars 1967 -
- COLBECK S. - "Water flow through snow". U.S. Army CRREL (en cours de publication).
- DEWALLE R. - "Disposition of late lying snow". Colorado State University. Watershed Sciences. Ph. D. - 1969 -
- Diverses publications de l'A.I.H.S.
"Flood and their computations". n°85. Symposium de Leningrad - 1967 - part II.
- "Proceedings of the Western Snow Conference". Printed by Colorado State University (South Shore Lake Tahoe, Nevada - 1968 - Salt Lake City, Utah 1969 - Victoria, British Columbia 1970 - Billings, Montana - 1971 -)

Troisième Partie

- ANDERSON E.A. - "Development and testing of Snowpack energy balance equations". Water Resources Research. Vol.4. n°1 - Février 1968.
- ANDERSON E.A. et BAKER D.R. - "Estimating incident terrestrial radiation under all atmospheric conditions". Water Resources Research. Vol.3, n°4, Février 1967.
- KUZMIN P.P. - "Hydrophysical investigations of land waters". A.I.H.S. Assemblée Générale de Toronto - 1958. Tome III.
- HARBECK E.G. - "Lake Heffner Water loss investigations". Id.
- ROCHE M. - "Hydrologie de surface". Gautier-Villars ed. - Paris - 1963.
- ANDERSON E.A. et N.H. CRAWFORD - "The synthesis of continuous snowmelt runoff hydrographs on a digital computer". Tech. Rept. 36, Dept. Civil Eng. Stanford Univ. 1964.
- CRAWFORD N.H. et R.K. LINSLEY - "Digital simulation in hydrology : Stanford Watershed Model IV". Tech. Rept. 39 - Id. - 1966.
- RIOU Ch. - "Quelques exemples d'application des mesures de rayonnement à la détermination de l'évapotranspiration en climat tropical". Cahiers Orstom, Série Hydrologie, vol. VII, n°4, 1970.
- R. CHARBONNEAU - "Modèle mathématique de crues dues à la fonte de la neige". Revue Le Naturaliste Canadien - 1969 - n°96.
- GIRARD G. - "Modèle mathématique pour les crues de fonte de neige et son application au Québec". Cahiers Orstom, série hydrologie, vol VII, n°1 - 1970 -

Quatrième Partie

- DAWDY D.R. et LICHTY R.W. - "Methodology of hydrologic model building". Symposium de Tucson - 1968. A.I.H.S. publication n°81.
- DAWDY D.R. et BERGMAN J.M. - "Rainfall - Runoff model for small basin flood hydrograph simulation". Symposium de Tucson - 1968. A.I.H.S. publication n°81.
- CHARBONNEAU R., GIRARD G. et FORTIN J.P. - "Précision et sensibilité des modèles paramétriques". CEQUEAU - 8ème Symposium canadien sur l'hydrologie. Québec 1971.
- CHARBONNEAU R. et J. LEFEVRE - "Préposition et analyse de quelques critères adimensionnels d'optimisation". CEQUEAU - 8ème Symposium canadien sur l'hydrologie. Québec 1971.
- "Les modèles mathématiques en hydrologie de surface". N° Spécial. "La Houille Blanche". S.H.F. 1971 - ROCHE M. "Les divers types de modèles déterministes". CORMARY Y. et GUILLOT A. "Ajustement et réglage des modèles déterministes en hydrologie de surface".
- DE COURSEY D.G. et SNYDER W.M. - "Computer oriented method of optimizing hydrologic model parameters". Journal of Hydrology. Vol. 9 - 1969.
- VEMURI V. et VEMURI N. - "On the system approach in hydrology." Bulletin A.I.H.S. XV - 2 - Juin 1970. (importante bibliographie).

Cinquième Partie

- DUBAND D. - 1970 - Cours d'hydrologie statistique. E.I.H. Grenoble.
- JOHNSTON J. - "Econometric Methods". International Student Edition. Mac Graw Hill - 1963.
- VIALAR J. - "Calcul des probabilités et statistique". Météorologie Nationale Polycopiés - 1956.
- J. ULMO - "Problèmes et programmes de régression". Revue de Statistique Appliquée. Vol. XIX - 1971.
- ROSENBERG M. - "Modèles explicatifs de précipitation et d'écoulement de surface". Thèse de Doctorat- Juin 1971. Grenoble
- GRARD R. - "Analyse des longues séries pluviométriques des Alpes françaises". 11ème Congrès de météo alpine. Oberstdorf (RFA). Septembre 1971.
- GARSTKA W.U. - LOVE L.D. et GOODELL B.C. - BERTHE F.A. - "Factors affecting snowmelt and streamflow". Fraser Experimental Forest. Report - 1956 -
- PYSKLYWEC D.N. - DAVAR K.S. et BRAY D.I. - "Snowmelt at an index plot". Water resources research. Vol.4. Octobre 1968.

BIBLIOTHEQUE
GRENOBLE - SCIENCES
UNIVERSITAIRE

ANNEXE

1		
2	'PROGRAM'(CSIM2)	00020
3	'INPUT'=CRO	00030
4	'OUTPUT'=L+0	00040
5	'TRACE'=2	00050
6	'BEGIN'	00060
7	'COMMENT'SIMULATION DE L EVOLUTION D UN MANTEAU DE NEIGE PAR BILAN	00070
8	THERMIQUE:	00080
9		
10	'COMMENT'DECLARATIONS:	00090
11	'INTEGER' TYPE, JOUR, HEURE, NB, J, DEP, J, PASS, NJ:	00100
12	'REAL' TAIN, TPREC, PX, SCF, VEN, HUM, DNSURF, DMF, ROSURF,	00110
13	HAUT, VALO, HAUTEUR, LAHVIRT, SOLFONT, DEBU, COMPO, SPL, SPN,	00120
14	SWI, SWR, EVCOND, DNSEC, STOCK, MAXTOCK, TMINI, TM, REDUC, DT,	00130
15	TSURF, SURFT, RETLIQ, GLOBIN, GLOBRF, GLOBMX, RAP, RALW, X, ESH,	00140
16	QR, QSENS, ULAT, QPREC, QFONT, QC, DEB2, COMP2, ABDO, ABD1, DEBM, K4,	00150
17	QL, CS, CW, K, K3, KRO, UC, M, N, TR, VALOBS, DEB1, COMP1, K1, K2, FNDVEN, PR,	00160
18	HJ, GAM, CP, LF, LV, LS, L, RETARD, ETAL, MEMO, PC, NU, K11, K12, ADT, MO, TRH,	00170
19	RACTEMPS, CSTE, A, B, C, D, A1, B1, A4, B4, C0, D0,	00180
20	A2, B2, A3, B3, D1, U1, D2, Q2, P3, Q3, P4, Q4, H, S, P, Q,	00190
21	ER, R1, S1, R2, S2, R3, S3, R4, S4,	00200
22	R5, S5, R6, S6, R7, S7, R8, S8, P1, TOTEVAP, TOTCOND, BSW, BLWNEG, BLWPOS, BEVAP,	00210
23	BCOND, BSNEG, BSPUS, BTRANSF, BPREC, SIGMA, RO, SIG1, SIG2, SIG3, SIG4, CRIT0,	00220
24	SA, SB, SA2, SB2, SAB, COR1, XA, XB, XA2, XB2, XAB, COR2, CRIT1, CRIT2, CRIT3,	00230
25	'BOOLEAN' NEIGE, PLUIE, OPTION, COM, GRAPHIC, HYP1, HYP2, FORET:	00240
26	'ARRAY' LAMF[-7:8], SOLAME[-7:8], LYSY[-7:8], ECCALC[-7:8], TRANS[0:48],	00250
27	TEMP[0:8], PREC [1:8], ANEMO[-1:24], NEBI[1:2], NUAG[0:5],	00260
28	UREL[0:8], ECOULT[-7:8], PATH[1:2], VALJOUR[0:71], RD[1:6,1:8],	00270
29	DIST[1:8], LBDA[1:8], GRAF[1:9], FE[1:1]:	00280
30	'INTEGER' 'ARRAY' TIP[1:2]:	00290
31	'REAL' 'PROCEDURE' DENSITE (NO, T): 'REAL' RO, T: DENSITE:=RO*(T+12)*2/1000:	00300
32	'PROCEDURE' CREATE (C, NOM): 'VALUE' C: 'INTEGER' C: 'STRING' NOM: 'EXTERNAL':	00310
33	'PROCEDURE' WRITEBINARY (C, A, S): 'VALUE' C: 'INTEGER' C:	00320
34	'ARRAY' A: 'STRING' S: 'EXTERNAL':	00330
35	'PROCEDURE' INSTORE (C, D, F, G, K):	00340
36	'VALUE' C, K, G: 'INTEGER' C, K, G:	00350
37	'STRING' D, F: 'EXTERNAL':	00360
38	'PROCEDURE' GETARRAY (C, K, A):	00370
39	'VALUE' C: 'INTEGER' C, K:	00380
40	'ARRAY' A: 'EXTERNAL':	00390
41	'PROCEDURE' USE (C, NOM): 'VALUE' C: 'INTEGER' C: 'STRING' NOM: 'EXTERNAL':	00400
42	'PROCEDURE' REWIND (C): 'VALUE' C: 'INTEGER' C: 'EXTERNAL':	00410
43	'PROCEDURE' FREESTORE (N): 'VALUE' N: 'INTEGER' N: 'EXTERNAL':	00420
44	SELECT INPUT(1): SELECT OUTPUT(3): LREATE(6, ('COURBES')):	00430
45	INSTORE(4, ('ED')), ('COL-DE-PORTE')), (0,0):	00440
46		
47		
48	'COMMENT' LECTURE DES COEF:	00450
49	CS:=READ:	00460
50	CW:=READ:	00470
51	LF:=READ:	00480
52	LV:=READ:	00490
53	LS:=READ:	00500
54	SIGMA:=READ:	00510
55	CP:=READ:	00520
56	P1:=3, 14:	00530
57	RO:=READ:	00540
58		
59		
60	'COMMENT' LECTURE DES PARAMETRES LINEARISATION:	00550
61	A1:=READ: B1:=READ: P1:=READ: Q1:=READ:	00560
62	A2:=READ: B2:=READ: P2:=READ: Q2:=READ:	00570
63	A3:=READ: B3:=READ: P3:=READ: Q3:=READ:	00580
64	A4:=READ: B4:=READ: P4:=READ: Q4:=READ:	00590
65	R1:=READ: S1:=READ:	00600
66	R2:=READ: S2:=READ:	00610
67	R3:=READ: S3:=READ:	00620
68	R4:=READ: S4:=READ:	00630
69	R5:=READ: S5:=READ:	00640
70	R6:=READ: S6:=READ:	00650
71	R7:=READ: S7:=READ:	00660
72	R8:=READ: S8:=READ:	00670
73	'FOR' J:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 6 'DO'	00680
74	'FOR' I:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 8 'DO' RD[J, I]:=READ:	00690
75	'FOR' I:=0 'STEP' 1 'UNTIL' 5 'DO' NUAG[I]:=READ:	00700
76		
77		
78	'COMMENT' LECTURE DES PARAMETRES AJUSTEMENT:	00710
79	RACTEMPS:=READ:	00720
80	SCF:=READ:	00730
81	DEPART: 'COMMENT' ESSAI DES PARAM DIFFERENTS: PASS:=0:	00740
82	K3:=READ:	00750
83	K2:=READ:	00760
84	K1:=READ:	00770
85	K11:=READ: K12:=READ:	00780
86	C0:=READ: D0:=READ:	00790
87	ADT:=READ: PR:=READ:	00800
88	WC:=READ: KRO:=READ:	00810
89	TRH:=READ:	00820
90	M:=M0:=READ: N:=READ:	00830
91	MU:=READ: SOLFONT:=READ:	00840
92		
93		
94	'COMMENT' VALEURS INITIALES EN DEBUT DE PERIODE:	00850
95	NBJ:=READ: OPTION:=READ: DEB:=READ: COM:=READ: PC:=READ:	00860
96	GRAPHIC:=READ: HYP1:=READ: HYP2:=READ: X:=READ: HYP2:=READ:	00870
97	DEBM:=READ:	00880
98	BACK: 'IF' DEB>418 THEN FORET='TRUE' ELSE FORET='FALSE':	00885
99	DEP:=DEB+72*1:	00890
100	'FOR' I:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 8 'DO'	00900
101	'BEGIN'	00910
102	SOLAME[1]:=0,0:	00920
103	LAMF[1]:=0,0:	00930
104	'END':	00940
105	HAUT:=READ:	00950
106	VALO:=READ:	00960
107	'IF' FORET THEN 'BEGIN' K4:=READ: REDUC:=READ: DT:=READ: 'END':	00975
108	STOCK:=0:	00980
109	SURFT:=0,0: TOTCOND:=TOTEVAP:=0,0:	00990
110	BSW:=BLWNEG:=BLWPOS:=BSPOS:=BSNEG:=BEVAP:=BCOND:=BTRANSF:=BPREC:=0:	01000
111	'IF' GRAPHIC THEN CREATE(6, ('COURBES')): FE[1]:=65535:	01010
112	'FOR' I:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 8 'DO'	01020
113	LAMF[I]:=LYSY[I]: SOLAME[I]:=ECCALC[I]:=ECOULT[I]:=0,0:	01030
114	'FOR' I:=25 'STEP' 1 'UNTIL' 48 'DO' TRANS[I]:=0:	01040
115	ANEMO[23]:=ANEMO[24]:=0,0:	01050
116	SOLAME[8]:=RETLIQ:=WC*VALO:	01060

DECLARATION DES DIFFERENTS IDENTIFICATEURS
ET DES PROCEDURES D'ENTREES-SORTIES UTILISEES

LECTURE DES CONSTANTES PHYSIQUES

LECTURES DES PARAMETRES CORRESPONDANT
A LA LINEARISATION PAR SEGMENT DE 5°C
DE CERTAINES FONCTIONS DE LA TEMPERATURE.
LECTURE DE LA DISTRIBUTION JOURNALIERE DU
RAYONNEMENT POUR CHAQUE QUINZAINE.

LECTURE DES VERITABLES PARAMETRES DU
MODELE. LES PRECEDENTS ETANT INCHANGES,
ON PEUT REVENIR A DEPART: POUR ESSAYER
UN NOUVEL ENSEMBLE DE PARAMETRES

LECTURE DES DIFFERENTES VALEURS INITIALES
SPECIFIANT:
- LA DUREE DE LA PERIODE
- LE POSITIONNEMENT DE DEPART DANS
LE FICHIER
- LE FACTEUR CORRECTIF POUR LES
DEBITS DE LA PERIODE
- LES FORMULES D'ESTIMATIONS RETENUES
PLUS LES SORTIES SOUHAITEES.
DE PLUS UN CERTAIN NOMBRE DE SOMMATIONS SONT
MISES A 0.


```

117 TEMP[8]:=0:UREL[8]:=75:
118 'FOR' I:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 8 'DO'
119 LBDAL[1]:=EXP(-MUM*(3*(I-1)+2)-EXP(-MUM*(3+1)+2));
120 'FOR' I:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 8 'DO' PRINT(LBDAL[1],0,3);NEWLINE(3);
121 SA:=SB:=SA2:=SA4:=SA6:=SA8:=XA:=XB:=XA2:=XB2:=XAB:=0;
122 SIG1:=SIG2:=SIG3:=SIG4:=DER2:=COMP2:=DEBQ:=COMPU:=SPL:=SPN:=0,0;
123 ABDO:=0,6;
124
125 'COMMENT' BOUCLE JOURNALIERE:
126
127 'FOR' JOUR:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 8 'DO'
128 'BEGIN'
129 'COMMENT' CHARGEMENT DES VALEURS JOURNALIERES :
130 GETARW(4,DFP,VALJOUR);
131 WRTTEXT('DATEX:');PRINT(VALJOUR[0],6,0);SPACE(4);
132 ANEMO[1]:=ANEMO[23];ANEMO[0]:=ANEMO[24];
133 'FOR' I:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 8 'DO' ECOULT[1-8]:=ECOULT[1];
134 TEMPERA:=GLUBIN:=VALJOUR[11]/10;GLOBRF:=VALJOUR[12]/10;
135 RAYONN:=GLOBIN:=VALJOUR[11]/10;GLOBRF:=VALJOUR[12]/10;
136 PRECIP:=FUR[1]:=15*STEP[1] UNTIL 20 'DO' PREC[1-12]:=VALJOUR[1];
137 VENIOM:=FUR[1]:=21*STEP[1] UNTIL 44 'DO' ANEMO[1-20]:=VALJOUR[1];
138 HUMIDR:=FUR[1]:=45*STEP[1] UNTIL 52 'DO' UREL[1-44]:=VALJOUR[1];
139 BARORL:=PATM[1]:=VALJOUR[55];PATM[2]:=VALJOUR[56];
140 BACII:=FUR[1]:=57*STEP[1] UNTIL 64 'DO' ECOULT[1-56]:=VALJOUR[1]/100;
141 DIVERS:=HJ:=VALJOUR[65];ROSURF:=VALJOUR[66]/1000;VALORS:=VALJOUR[67];
142 NEBULO:=NEB[1]:=VALJOUR[68]/6;TIP[1]:=VALJOUR[69];NEB[2]:=VALJOUR[70]/8;
143 TIP[2]:=VALJOUR[71];
144 WRTTEXT('NEBULOSITEX:');PRINT(NEB[1]*8,1,0);
145 PRINT(TIP[1],1,0);SPACE(2);PRINT(NEB[2]*8,1,0);PRINT(TIP[2],1,0);
146 X:=X+1;GLOBM:=209+3,0 *X;RAP:=GLOBIN/GLOBM;
147 SPACE(2);PRINT(WAP,1,2);
148 WRTTEXT(' ');
149 'IF' HAP>1 THEN WAP:=1;
150 PASS:=PASS+1;
151 'IF' (X-1)/15=(X-1)/15 'OR' PASS=1 THEN
152 'BEGIN' J:=ENTIER(X/15)+1;
153 'IF' J>A THEN J:=0;
154 'FOR' I:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 8 'DO'
155 'BEGIN' DIST[1]:=RD[J,1];PRINT(DIST[1],1,3);'END';
156 NEWLINE(1);
157 'END';
158 TM:=(VALJOUR[9]+VALJOUR[10])/20;
159 'FOR' I:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 8 'DO'
160 'IF' PREC[1] GE 0 THEN SPN:=SPN+SCF+PREC[1]/10
161 'ELSE' SPL:=SPL-PREC[1]/10;
162
163 'COMMENT' CALCUL DE DNSURF:
164 ABD1:=GLOBRF/GLOBIN;
165 'IF' JOUR=1 THEN DNSURF:=ROSURF
166 'ELSE' DNSURF:=DNSURF+0,6*(ABD0-ABD1);
167 ABD0:=ABD1;
168
169 'COMMENT' REMISE A JOUR EN FIN DE JOURNEE :
170 DER:=COMPU:=0,0;
171 'FOR' I:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 8 'DO'
172 'BEGIN'
173 LAMF[1-8]:=LAMF[1];SOLAME[1-8]:=SOLAME[1];LYSY[1-8]:=LYSY[1];
174 ECCALC[1-8]:=ECCALC[1];
175
176 LAMF[1]:=LYSY[1];SOLAME[1]:=ECCALC[1]:=0;
177 'END';
178 'FOR' I:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 24 'DO' TRANS[1]:=TRANS[24+1];
179 'FOR' I:=25 'STEP' 1 'UNTIL' 48 'DO' TRANS[1]:=0;
180 'IF' ENTIER(VALJOUR[0]/10000)=70 THEN HJ:=HJ+10;
181
182 'COMMENT' RESSUYAGE DU MANTEAU:
183 ETAL:=M-N*HAUT;
184 ETAL:=(2-1,33*ETAL+(ETAL+2)/3)*ETAL;
185
186 'COMMENT' BOUCLE CORRESPONDANT A UN PAS DE TPS DE 5 H:
187
188 'FOR' HEURE:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 8 'DO'
189 'BEGIN' 'COMMENT' BOUCLE HORAIRE:
190 'SWITCH' CUFF:=TETA1,TETA2,TETA3,TETA4,TETA5,TETA6,TETA7,TETA8;
191 'IF' COM THEN
192 'BEGIN'
193 WRTTEXT('HEUREX:');PRINT(HEURE*3-2,0);
194 WRTTEXT(' ');
195 'END';
196 'COMMENT' CHARGEMENT VALEURS 3 H:
197 TAIR:=TEMP[HEURE]/10;
198 PX:=ABS(PREC[HEURE]/10);
199 'IF' FURET THEN 'BEGIN' TAIR:=REDUC*(TAIR-TM)+TM-DT;PX:=0,8*PX;'END';
200 'IF' PRFC[HEURE] GE 0 THEN TYPE:=1 'ELSE' TYPE:=0;
201 SWI:=GLOBIN+DIST[HEURE];SWR:=GLOBRF+DIST[HEURE];
202 'IF' FURET THEN 'BEGIN' SWI:=K4+SWI;SWR:=K4+SWR;'END';
203 'FOR' I:=4-3,-2 'DO'
204 'IF' ANEMO[3+HEURE+I] LE 0 THEN
205 'BEGIN' 'IF' COM THEN
206 WRTTEXT('DONNEESVENTXINCERTAINEX('S'))';
207 ANEMO[3+HEURE+I]:=ABS(ANEMO[3+HEURE+1]);
208 'IF' ANEMO[3+HEURE+1]<1 THEN ANEMO[3+HEURE+1]:=100;
209 'END';
210 VEN:=ANEMO[3+HEURE-4]+ANEMO[3+HEURE-3]+ANEMO[3+HEURE-2];
211 HUM:=UREL[HEURE]/100;
212 LAMVKT:=0,0;
213 'IF' OPTION THEN 'GOTO' SAU1;
214 WRTTEXT(' ');
215 NEWLINE(1);
216 WRTTEXT(' ');
217 WRTTEXT(' ');
218 WRTTEXT(' ');
219 WRTTEXT(' ');
220 WRTTEXT(' ');
221 WRTTEXT(' ');
222 WRTTEXT(' ');
223 WRTTEXT(' ');
224 WRTTEXT(' ');
225 WRTTEXT(' ');
226 PRINT(SWI-SWR,4,0);WRTTEXT('X');PRINT(ABS(PREC[HEURE]/10),2,1);
227 WRTTEXT(' ');PRINT(TYPE,1,0);WRTTEXT('X');
228 PRINT(VEN,5,0);WRTTEXT(' ');PRINT(UREL[HEURE],3,0);
229 WRTTEXT(' ');
230 'ELSE' PRINT(PATM[2],4,0);WRTTEXT(' ');PRINT(PATM[1],4,0);
231 PRINT(ROSURF,1,3);WRTTEXT(' ');
232 WRTTEXT(' ');
233 WRTTEXT(' ');
234 WRTTEXT(' ');

```

INITIALISATION (Hauteur, valeur en eau)

ENTREE DE LA BOUCLE JOURNALIERE

LECTURE DE L'ENREGISTREMENT DU JOUR DANS LE FICHIER.

CHARGEMENT DES VALEURS DE 3H EN 3H

CALCUL DE LA DENSITE SUPERFICIELLE A PARTIR DE LA DECROISSANCE DE L'ALBEDO

DECALAGE DE -24H POUR LES QUANTITES EN TRANSIT QUAND ON ABORDE UNE NOUVELLE JOURNEE

ENTREE DE LA BOUCLE

MISE EN FORME DES DONNEES SUR UNE BASE DE 3H

SORTIE OPTIONNELLE DU TABLEAU DES VALEURS DES VARIABLES INTRODUITES POUR LE PAS DE TEMPS EN COURS

```

235 WRTTEXT(' ');
236 #####
237 NEWLINE(2);SAU1;
238 DNSURF:=ABS(DNSURF);
239 'IF' COM THEN WRTTEXT(' ');
240 *****('2C')';
241
242 'COMMENT' MANTEAU:
243 'IF' PX>0 THEN
244 'BEGIN'
245 TPREC:=TAIR;
246 'IF' TYPE=1 THEN
247 'BEGIN' 'COMMENT' CHUTE DE NEIGE:
248 NEIGE:=THUF;
249 WRTTEXT('NEIGE:');
250 PX:=SCF+PX;
251 'IF' TAIR>0 THEN
252 'BEGIN' TPREC:=0,0;
253 'IF' COM THEN
254 WRTTEXT('ERREURXSURXTPRECXOXTYPE('C'))';
255 'END';
256 QPREC:=CS+PX+TPREC;
257 DNSURF:=DENSITE(RO,TAIR);
258 PRINT(DNSURF,0,3);PRINT(ROSURF,0,3);
259 HAUT:=HAUT+PX/DNSURF;
260 VALO:=VALO+PX;
261 PX:=0,0;QL:=0,0;
262 'END';
263 'ELSE'
264 'BEGIN' 'COMMENT' CHUTE DE PLUIE:
265 'IF' TAIR<0 AND 'COM' THEN
266 WRTTEXT('ANOMALIESURXTYPE('C'))';
267 QPREC:=CS+PX+TPREC;PLUIE:=TRUE;
268 WRTTEXT('PLUIE:');
269 QL:=LF+PX;
270 'END';
271 'ELSE'
272 'BEGIN'
273 QPREC:=QL:=0,0;
274 TPREC:=TAIR;
275 NEIGE:=PLUIE:=FALSE;
276 'END' ACCUMULATION;
277
278 'COMMENT' CONDUCTIBILITE:
279 K:=K3+DNSURF+2;
280 CSTE:=SQRT((K+CS+10/PI)); MEMO:=CSTE;
281
282 'COMMENT' TENSION DE VAPEUR DANS L'ATMOSPHERE :
283 'GOTO' COEF(ABS(ENTIER((TAIR+25)/5)));
284 TETA1: R:=R1; S:=S1; 'GOTO' CALC;
285 TETA2: R:=R2; S:=S2; 'GOTO' CALC;
286 TETA3: R:=R3; S:=S3; 'GOTO' CALC;
287 TETA4: R:=R4; S:=S4; 'GOTO' CALC;
288 TETA5: R:=R5; S:=S5; 'GOTO' CALC;
289 TETA6: R:=R6; S:=S6; 'GOTO' CALC;
290 TETA7: R:=R7; S:=S7; 'GOTO' CALC;
291 TETA8: R:=R8; S:=S8; 'GOTO' CALC;
292 CALC:
293
294 ESR:=1,0038*(R+S+TAIR);ER:=ESR*MUM;
295 'IF' COM THEN
296 'BEGIN' WRTTEXT('ERX:');PRINT(ER,2,3);SPACE(4);
297 PRINT(R,2,3);PRINT(S,1,3);NEWLINE(1);
298 'END';
299 'IF' HEURE LE 4 THEN I:=1 'ELSE' I:=2;
300
301 'COMMENT' CUEF DU RAPPORT DE BOWEN :
302 GAM:=PATM[1]*CP/(0,622*LV+10);
303 'IF' COM THEN
304 'BEGIN' WRTTEXT('GAMX:');PRINT(GAM,1,4);NEWLINE(1);'END';
305
306 'COMMENT' CALCUL DES COEF PR LE RAY LW:
307 'IF' HYP1 THEN
308 'BEGIN'
309 C:=CO+(1-CO)*NUAG(TIP[1])+NEB[1]*2;
310 D:=DO+(1-DO)*NUAG(TIP[1])+NEB[1]*2;
311 'IF' PLUIE THEN 'BEGIN' C:=1;D:=0;'END';
312 RALW:=SIGMA*(TAIR+273)*4*(C+D*SQRT(ER));
313 'END';
314 'ELSE'
315 RALW:=SIGMA*(TAIR+273)*4-
316 -((228,0+11,16*(SQRT(ESR)-SQRT(ER))-ADT)*RAP+PR)/8;
317 'IF' FORET THEN RALW:=K4+RALW+(1-K4)*SIGMA*(TAIR+273)*4;
318
319 'COMMENT' TASSEMENT MECANIQUE:
320 'IF' DNSSEC<0,40 THEN
321 HAUT:=HAUT*(1-K2*HAUT*(0,40-DNSSEC));
322 'IF' DNSSEC GE 0,40 THEN DNSURF:=(DNSURF+DNSSEC)/2;
323
324 'COMMENT' FONCTION DE VENT :
325 'IF' HYP2 THEN FNDVEN:=K1+VEN'ELSE' FNDVEN:=K11+K12+VEN;
326 'IF' FORET THEN FNDVEN:=KRU+FNDVEN;
327
328
329 'COMMENT' EQUATIONS DU BILAN ENERGETIQUE :
330 'IF' ENTIER(STOCK)=0 THEN
331 'BEGIN'
332 'COMMENT' MANTEAU ISOTHERME A ZERO DEGRE :
333 'IF' NEIGE AND TPREC<0 THEN
334 'BEGIN' L:=LS; 'IF' COM THEN
335 WRTTEXT('NEIGXSURXMANTEAUXAXO('C'))';
336 'GOTO' CAS2;
337 'END';
338 CAS1:
339 TSURF:=0,0;
340 L:=LS;
341 QR:=SWI-SWR+RALW-A1;
342 EVCOND:=FNDVEN*(ER-P1);
343 QLAT:=EVCOND+L;
344 QSENS:=GAM*LV+FNDVEN+TAIR;
345 'IF' QR+QLAT+QSENS+QPREC>0 THEN
346 'BEGIN' 'IF' COM THEN
347 WRTTEXT('FONTEXSUPERFICIELLE('C'))';
348 QFONTE:=QR+QLAT+QSENS+QPREC;
349 LAMF[HEURE]:=PX+QFONTE/LF;
350 VALO:=VALO+EVCOND+QFONTE/LF;
351 HAUT:=HAUT+(EVCOND+QFONTE/LF)/DNSURF;
352 QC:=0,0;

```

02080

02090

02100

02110

02120

02130

BLOC PRECIPITATIONS-ACCUMULATION

CHUTE DE NEIGE

CHUTE DE PLUIE

PAS DE PRECIPITATION

CALCUL DE LA TENSION DE VAPEUR DANS L'ATMOSPHERE

BERLIANDA (Formule de ..)

FORMULE D'ANDERSON

CALCUL DE F(VENT)

ENTREE DU BILAN ENERGETIQUE

FUSION SUPERFICIELLE

REFROIDISSEMENT EN SURFACE

TRANSMISSION A TRAVERS LE LYSIMETRE


```

589 SURET:=15000;
590 IF 'OPTION' THEN 'GOTO' SAUS; NEWLINE(1);
591 WRITE TEXT('#####');
592 WRITE TEXT('#####');
593 WRITE TEXT('#####');
594 WRITE TEXT('#####');
595 WRITE TEXT('#####');
596 WRITE TEXT('#####');
597 WRITE TEXT('#####');
598 WRITE TEXT('#####');
599 WRITE TEXT('#####');
600 WRITE TEXT('#####');
601 WRITE TEXT('#####');
602 WRITE TEXT('#####');
603 WRITE TEXT('#####');
604 WRITE TEXT('#####');
605 WRITE TEXT('#####');
606 WRITE TEXT('#####');
607 WRITE TEXT('#####');
608 WRITE TEXT('#####');
609 WRITE TEXT('#####');
610 WRITE TEXT('#####');
611 WRITE TEXT('#####');
612 WRITE TEXT('#####');
613 NEWLINE(1); SAUS;
614 IF 'EVCOND' THEN 'TUTCOND'='TOTCOND+EVCOND';
615 ELSE 'TUTCOND'='TOTCOND-EVCOND';
616 END 'BOUCLHUR';
617
618 'FOR' I:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 8 'DO'
619 'BEGIN' DEB1:=DEB1+ECCALC(1); COMP1:=COMP1+ECOULT(1); 'END';
620 'FOR' I:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 4 'DO'
621 'BEGIN' DEB2:=DEB2+ECCALC(1); COMP2:=COMP2+ECOULT(1); 'END';
622 DEB3:=DEB3+DEB2; COMP3:=COMP3+COMP2;
623 IF 'COM' THEN
624 'BEGIN'
625 'FOR' I:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 8 'DO' PRINT(ECCALC(1),2,1); NEWLINE(1);
626 'FOR' I:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 8 'DO' PRINT(ECOULT(1),2,1);
627 'END';
628 NEWLINE(1);
629 WRITE TEXT('#####');
630 WRITE TEXT('#####');
631 WRITE TEXT('#####');
632 SPACE(3); PRINT(ONSEC,1,3); PRINT(VALORS/10,1,3);
633 WRITE TEXT('#####');
634 OBS,4,0); WRITE TEXT('#####');
635 PRINT(COMP1,3,1); SPACE(3);
636
637 IF 'GRAPHIC' THEN
638 'BEGIN' GRAF(1):=JOUR; GRAF(2):=VALO; GRAF(3):=VALORS;
639 GRAF(4):=DEB0; GRAF(5):=COMP0;
640 GRAF(6):=HAUT; GRAF(7):=HJ; GRAF(8):=VALORS/HJ; GRAF(9):=ONSEC;
641 WRITE BINARY(6, GRAF, 'GRAPH');
642 'END';
643
644 'COMMENT' MESURE DES PERFORMANCES :
645 NJ:=JOUR+1;
646 IF 'JOUR' THEN 'COR1':='0' ELSE
647
648 'BEGIN'
649 SA:=SA+DEB1; SA2:=SA2+DEB1; t2:=SB+COMP1; SB2:=SB2+COMP1; t2;
650 SAB:=SAB+DEB1+COMP1;
651 IF 'JOUR' THEN 'COR1':='0' ELSE
652 COR1:=(SAB-SA+SB/NJ)/SQRT((SA2-SA+2/NJ)+(SB2-SB+2/NJ));
653 'END';
654 PRINT(COR1,1,3); NEWLINE(1); SPACE(8);
655 PRINT(DEB2,3,1); SPACE(3); PRINT(COMP2,3,1); SPACE(3);
656 IF 'JOUR' THEN 'COR2':='0' ELSE
657 'BEGIN'
658 XA:=XA+DEB2; XB:=XB+COMP2; XA2:=XA2+DEB2+2; XB2:=XB2+COMP2+2;
659 XAB:=XAB+DEB2+COMP2;
660 IF 'JOUR' THEN 'COR2':='0' ELSE
661 COR2:=(XAB-XA+XB/NJ)/SQRT((XA2-XA+2/NJ)+(XB2-XB+2/NJ));
662 'END';
663 PRINT(COR2,1,3); SPACE(4); PRINT(DEB0,4,1); PRINT(COMP0,4,1);
664 SPACE(3); PRINT(SPN,3,1); PRINT(SPL,3,1);
665 NEWLINE(2);
666 DEB2:=COMP2+0;
667 'FOR' I:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 8 'DO'
668 'BEGIN' DEB2:=DEB2+ECCALC(1); COMP2:=COMP2+ECOULT(1); 'END';
669 SIG1:=SIG1+COMP2-DEB2+2;
670 SIG2:=SIG2+COMP2-DEB2+2;
671 SIG3:=SIG3+ABS(DEB2-COMP2)*(DEB2+ABS(DEB2-COMP2))/(COMP2+DEB2);
672 SIG4:=SIG4+ABS(DEB2-COMP2)/(COMP2+0.7);
673 'END' BOUCLHUR;
674
675 TILT;
676 IF 'GRAPHIC' THEN WRITE BINARY(6, FE, 'FE');
677 NEWLINE(4);
678 CRIT0:=SQRT(SIG1/NJ);
679 CRIT1:=1-SIG1/SIG2;
680 CRIT2:=1-SIG3/NJ;
681 CRIT3:=SIG4/NJ;
682 WRITE TEXT('#####');
683 PRINT(COR2,1,3); SPACE(5); PRINT(JOUR,2,0); SPACE(5);
684 PRINT(COR10,3,2); PRINT(COR11,1,2);
685 PRINT(COR12,1,2); PRINT(COR13,2,2); NEWLINE(3);
686 WRITE TEXT('#####');
687 ***** 'C' *****
688 WRITE TEXT('#####');
689 WRITE TEXT('#####');
690 SPACE(4); PRINT(K1,1,3); PRINT(K12,1,3);
691 WRITE TEXT('#####');
692 PRINT(CO,1,4); SPACE(4); PRINT(CO,2,1);
693 WRITE TEXT('#####');
694 WRITE TEXT('#####');
695 WRITE TEXT('#####');
696 WRITE TEXT('#####');
697 WRITE TEXT('#####');
698 PRINT(K2,1,7); WRITE TEXT('#####');
699 SPACE(3); PRINT(M,1,2);
700 NEWLINE(2); WRITE TEXT('#####');
701 WRITE TEXT('#####');
702 WRITE TEXT('#####');
703 WRITE TEXT('#####');
704 WRITE TEXT('#####');
705
706 BSNEGXXXXXBSXXXXXTRANSXXXXXBPREC('2C');
707 PRINT(BSW,3,1); SPACE(2); PRINT(BLWNEG,3,1); SPACE(1);
708 PRINT(BLWPOS,3,1); SPACE(3); PRINT(BEVA,3,1);
709 SPACE(2); PRINT(BCOND,3,1); SPACE(2); PRINT(BSNEG,3,1);
710 SPACE(2); PRINT(BSPOS,3,1); PRINT(BTRANS,3,1); PRINT(BPREC,3,1);
711 NEWLINE(3); WRITE TEXT('#####');
712 IF 'HYP1' THEN WRITE TEXT('#####'); ELSE WRITE TEXT('#####');
713 WRITE TEXT('#####');
714 ELSE WRITE TEXT('#####');
715 WRITE TEXT('#####');
716 PAPERTRUM;
717 'GOTO' DEPART;
718 FREESTONE(4);
719 'END' SIMULATION ;

```

SORTIE EVENTUELLE DES LAMES
D'EAU EN TRANSIT

BILAN EN FIN DE JOURNEE

SORTIE EVENTUELLE SUR BANDE
POUR TRACE DE GRAPHIQUE

MESURE DES PERFORMANCES

CALCUL DES DIFFERENTS CRITERES

SORTIES EN FIN DE PERIODE
PARAMETRES UTILISEES

BILAN DE CHALEUR

HYPOTHESES UTILISEES

VALEUR DES CRITERES

GENERAL LISTING (XRLP) 25/09/71

```

1 'PROGRAM'(SIM3)
2 'INPUT'1=CR0
3 'OUTPUT'3=LPO
4 'TRACE'2
5 'BEGIN'
6 'COMMENT' SIMULATION DE LA FUSION EN PRESENCE DE DONNEES MANQUANTES ;
7
123
124
125 'COMMENT' BOUCLE JOURNALIERE;
126 'FOR' JOUR:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 8 'DO'
127 'BEGIN'
128 'COMMENT' CHARGEMENT DES VALEURS JOURNALIERES ;
129 GETARRAY(4, DEP, VALJOUR);
130 WRITE TEXT('DATEX:'); PRINT(VALJOUR[0],6,0); SPACE(4);
131 'FOR' I:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 8 'DO' ECOULT[I-8]:=ECOULT[I];
132 TEMPERA:TM:=(VALJOUR[9]+VALJOUR[10])/20;
133 'FOR' I:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 8 'DO'
134 TEMP[I]:=TM+(VALJOUR[10]-VALJOUR[9])*SIN(3.14*(I-1)/20);
135 RAYONN:GLOBIN:=VALJOUR[11]/10; GLOBRF:=VALJOUR[12]/10;
136 PRECIP: 'FOR' I:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 20 'DO' PREC[I-12]:=VALJOUR[I]/10;
137 PL:=PN:=0;
138 'FOR' I:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 8 'DO'
139 'IF' PREC[I] LE 0 THEN PL:=PL-PREC[I] ELSE PN:=PN+PREC[I];
140 SPL:=SPL+PL; SPN:=SPN+SCF+PN;
141 VEN10M;
142 HUMIDR: 'FOR' I:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 8 'DO'
143 UREL[I]:=(VALJOUR[53]+VALJOUR[54])/2+(VALJOUR[54]-VALJOUR[53])*
144 SIN(3.14*(I-1)/2);
145 BARORL:PATH[1]:=PATH[2]:=870;
146 BACII: 'FOR' I:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 64 'DO' ECOULT[I-56]:=VALJOUR[I]/100;
147 DIVERS: HJ:=VALJOUR[65]; ROSURF:=VALJOUR[66]/1000; VALORS:=VALJOUR[67];
148 NEBULO:NEB[1]:=VALJOUR[68]/8; TIP[1]:=VALJOUR[69]; NEB[2]:=VALJOUR[70]/8;
149 TIP[2]:=VALJOUR[71];
150 WRITE TEXT('NEBULOSITEX'); PRINT(NEB[1]*8,1,0);
151 PRINT(TIP[1],1,0); SPACE(2); PRINT(NEB[2]*8,1,0); PRINT(TIP[2],1,0);
152 X:=X+1; GLOBMX:=209+3.0 *X;
153 'IF' PL GE 5.0 THEN INDP:=1 ELSE INDP:=0;
154 RAP:=0.6302+0.0356*(VALJOUR[10]-VALJOUR[9])/10-0.0674*(NEB[1]+
155 NEB[2])*4-0.1422*INDP;
156 WRITE TEXT('C'); ***** 'C' *****;
157 'IF' RAP > 1 THEN RAP:=1;
158 PASS:=PASS+1;
159 'IF' (X-1)/15=(X-1)/15 OR 'PASS'='1' THEN
160 'BEGIN' J:=ENTIER(X/15)+1;
161 'IF' J > 6 THEN J:=6;
162 'FOR' I:=1 'STEP' 1 'UNTIL' 8 'DO'
163 'BEGIN' DIST[I]:=RD[J,1]; PRINT(DIST[I],1,3); 'END';
164 NEWLINE(1);
165 'END';
166
167 'COMMENT' CALCUL DE L ALBEDO ;
168 'IF' PN > 0 THEN 'BEGIN' ABD1:=0.75; TETA:=0; 'END'
169 'ELSE'
170 'BEGIN' TETA:=TETA+32+2.25*VALJOUR[10]/10;
171 ABD1:=0.75*EXP(-0.03*SQRT(TETA));
172 'END';
173 WRITE TEXT('ESTIMXDEALBEDOXETDUXRAYONNTX'); PRINT(GLOBRF
174 /GLOBIN,1,2); PRINT(ABD1,1,2); SPACE(3);
175 PRINT(GLOBIN/GLOBMX,1,2); PRINT(RAP,1,2); SPACE(3); PRINT(GLOBIN,3,1);

```

ESTIMATION DE T_{air}

ESTIMATION DE Hum

CALCUL DU RAYONNEMENT POTENTIEL

CALCUL DE LA FRACTION RECUE

ESTIMATION DE L'ALBEDO

ESTIMATION DU RAYONNEMENT SOLAIRE
INCIDENT ET REFLECHI