
Fonction de transfert pluie-débit sur les bassins versants de l'ordre de 1000 km²

A method of transforming rainfall into runoff for catchment areas of about 1000 km²

Pierre Guillot * et Daniel Duband **

* Chef du Service Ressources en Eau
de la Division Technique Générale d'EDF

** Ingénieur à la Division Technique Générale d'EDF

Introduction

Cette méthode a été mise au point pour calculer en temps réel des prévisions de débits de crue d'après les pluies mesurées, pour des bassins versants de l'ordre du millier de kilomètres carrés ($100 \leq BV \leq 3000 \text{ km}^2$).

Contrairement au processus classique qui consiste d'abord à réduire la pluie brute en pluie efficace, puis ensuite à identifier la réponse impulsionnelle (cf. De Marsily 1971, Singh 1977 *et al.*...), démarche qui fait implicitement dépendre le second résultat du premier, nous commençons par déterminer la fonction de transfert linéaire pluie efficace-débit ainsi que la pluie efficace, puis ensuite, on cherche à définir la fonction d'abattement à appliquer à la pluie brute pour obtenir cette pluie efficace : les deux opérations étant alors indépendantes.

Partant d'une relation linéaire entre variation de débit et pluies brutes concomitante et antérieures, nous proposons une méthode itérative de régression multiple permettant de calculer la pluie efficace (P_1, P_2, \dots, P_m) ainsi que la fonction de transfert "moyenne" discrétisée (A_1, A_2, \dots, A_K) donnant l'hydrogramme de ruissellement (D_1, D_2, \dots, D_n) :

$$D_j = \sum_{i=1}^K A_i P_{j-i+1} \quad ; \quad (1 \leq j \leq n)$$

Les calculs sont effectués sur les différences premières, pour l'intervalle de temps unitaire choisi, de :

- chaque hydrogramme observé, $\Delta Q_j = Q_j - Q_{j-1} = q_j$, on court-circuite ainsi la délicate opération de séparation des hydrogrammes (de base, hypodermique...), la variation unitaire de ces derniers est en effet négligeable devant ΔQ_j , sauf pour des crues complexes (en séquence) ;

- la fonction de transfert, soit $\Delta A_i = A_i - A_{i-1} = a_i$ (avec $a_1 = A_1$), on notera DPFT la différence première de la fonction de transfert.

L'avantage de cette procédure de calcul en différences premières est double :

- diminution importante de la corrélation entre débits successifs, ainsi qu'entre "variables" de la DPFT inversée (déconvolution), on assure ainsi une meilleure stabilité des coefficients de régression partielle, ce qui évite d'imposer des contraintes à ces coefficients, donc d'alourdir la procédure de calcul ;
- permet de s'affranchir d'éventuelles dérives de la courbe de tarage.

Toutefois l'inconvénient de la méthode est sa grande sensibilité au bruit, erreurs de mesures sur les débits ou précipitations, par exemple.

Le principe des calculs s'inspire de travaux effectués aux Etats-Unis par Newton et Vinyard (1967), avec cependant quatre différences importantes :

- les calculs sont effectués sur des différences premières ;
- on utilise un échantillon de 30 à 60 épisodes pluie-crue variés, au lieu de 1 à 5 soigneusement choisis ; il y a en effet autant d'hydrogrammes unitaires que de crues sur un même bassin ;
- on orthogonalise éventuellement la DPFT à l'aide d'une analyse en composantes principales.

On propose ensuite une relation non linéaire simple, dont le calage est testé par corrélation, entre la pluie brute et la pluie efficace.

Ce dernier point est très souvent occulté dans les publications hydrologiques, au profit de développements sophistiqués sur les techniques d'identification et d'ajustement de la fonction de transfert, par exemple

Diskin et Boneh (1974), Neuman et de Marsily (1976), Natale et Todini (1976).

Méthode de calcul de la DPFT et de la pluie efficace ou pluie nette

Définitions et notations

On considère N épisodes pluies-crues ($30 \leq N \leq 60$). Pour chacun d'eaux, on dispose de la séquence de m précipitations observées (moyenne arithmétique de relevés ponctuels, par exemple), on notera r la précipitation brute. On dispose également de $n + 1$ débits, soit n ($n > m$) variations de débit. L'intervalle de temps unitaire (2h, 4h, 6h) commun à la précipitation et au débit est propre à chaque bassin versant ; pratiquement on adopte le dixième du temps de base de l'hydrogramme de ruissellement.

On note :

- $[r]$ la matrice (n N lignes, K colonnes) des pluies brutes,
- $[q]$ la matrice (n N lignes, 1 colonne) des variations q_j ,
- $[V]$ la matrice (n lignes, 1 colonne) des variations de débit pour chacun des N épisodes,
- $[a]$ la matrice (K lignes, 1 colonne) des coefficients d'influence a_j de la DPFT,
- $[R]$ la matrice (m lignes, 1 colonne) des précipitations observées pour chacun des N épisodes,
- $[A]$ la matrice (n lignes, m colonnes) des coefficients de la DPFT inversée ; on notera T_m, \dots, T_1 chacune des m colonnes de cette matrice; ainsi T_1 est définie par la colonne (a_1, \dots, a_n) - - T_2 par la colonne $(0, a_1, \dots, a_{n-1})$, etc.
- $[e]$ la matrice (n N lignes, 1 colonne) des écarts entre variations de débit calculées et observées,
- $[U]$ la matrice (n lignes, 1 colonne) des pluies efficaces pour chacun des N épisodes, au cours des itérations, $[P]$ étant le résultat final,
- $[u]$ la matrice (n N lignes, 1 colonne) des pluies efficaces pour l'ensemble des épisodes, au cours des itérations, $[p]$ étant le résultat final.

Calcul de la DPFT

On calcule une première estimation de la DPFT, c'est-à-dire la matrice $[a]$ en résolvant :

$$[q] = [r] [a] + [e] \text{ avec la condition } \frac{\delta}{\delta a} [e' \epsilon] = 0 \quad (1)$$

(relation de convolution discrétisée).

On obtient donc les valeurs des coefficients a_i^* en calculant la régression multiple entre variation unitaire de débit et précipitations unitaires concomitantes et antérieures :

$$q_j = \sum_{i=1}^K a_i^* R_{j-i+1} + \epsilon_j^* = q_j^* + \epsilon_j^*$$

On recherche alors la correction "e" à appliquer à la précipitation brute, pour chaque crue séparément,

afin d'obtenir une première estimation de la précipitation efficace :

$$[U] = [R] + [e] ; \quad (2)$$

pour cela on inverse la DPFT précédemment obtenue sur l'ensemble des crues, c'est-à-dire que l'on effectue une "déconvolution" discrète, crue par crue :

$$[V] = [A^*] [U] = [A^*] [R] + [A^*] [e]$$

$$\text{d'où : } [A^*] [e] = [V] - [V^*]$$

$$\text{et } [e] = ([A^*]' [A^*])^{-1} [A^*]' ([V] - [V^*]) \quad (3)$$

Remarque : lorsque les "variables" T de la matrice de déconvolution $[A^*]$ sont très corrélées, ce qui est le cas de bassins versants du centre de la France ayant des hydrogrammes assez étalés, il est nécessaire d'orthogonaliser la matrice $[A^*]$ par une analyse en composantes principales, sous peine d'obtenir des corrections "e" complètement erratiques. On conserve 6 à 10 composantes principales (> 96 % de variance totale expliquée), soit Y ces nouvelles variates non corrélées, définies par :

$$Y = [A^*] [B] \quad (4)$$

Au lieu de (3) on calculera la matrice des coefficients (Γ) d'après l'équation de régression suivante :

$$[V] - [V^*] = [Y] [\Gamma] \quad (5)$$

$$\text{d'où : } [e] = [B] [\Gamma]$$

On obtient ainsi, pour chaque épisode, la matrice de corrections à appliquer aux précipitation brutes.

La résolution de (3) ou (5) permet donc d'obtenir une première estimation de la précipitation efficace en imposant que *tout élément de U soit positif ou nul*.

On peut alors réitérer les calculs précédents en remplaçant la matrice $[r]$ par $[u]$, ce qui fournit une nouvelle estimation a_i^{**} des coefficients de la DPFT :

$$[q] = [u] [a^{**}] + [\epsilon^{**}] \quad (6)$$

Jusqu'à présent, dans les applications de la méthode, 3 itérations ont suffi pour obtenir des coefficients "a" stabilisés, des corrections "e" faibles, et un coefficient de corrélation élevé entre variations de débit observées et variations calculées avec la DPFT finale.

Il est possible de réduire le nombre d'itérations ; en effet on constate généralement une faible fluctuation des coefficients "a" dès la 2^{ème} itération ; on peut alors obtenir directement les pluies efficaces pour chaque épisode de crue en résolvant :

$$[V] = [A^{**}] [U] \# [A^{**}] [P]$$

c'est-à-dire en calculant chacune des N corrélations multiples :

$$V_j = \sum_{i=1}^K P_i a_{j-i+1}^{**} + \epsilon_j^{**}$$

On obtient les coefficients de la fonction de transfert FT en effectuant :

$$A_i = \sum_{h=1}^{h=i} a_h$$

Cette suite de coefficients est tronquée à $i = K$; on la prolonge en effectuant un ajustement exponentiel sur les coefficients A_{K-2}, A_{K-1}, A_K , de façon à obtenir $A_i = A_K \exp(-d(K-i))$.

On convertit en millimètres les précipitations efficaces, obtenues en m^3/s à la 3^{ème} itération, en les pondérant par le coefficient suivant :

$$\alpha = \sum_{i=1}^{\infty} \frac{A_i \times h \times 3\,600}{S \times 10^3}$$

(h étant le nombre d'heures de l'intervalle unitaire et S la surface du bassin versant en km^2).

Relation entre pluie brute et pluie efficace

Dans ce paragraphe, nous présentons un tableau récapitulatif et condensé des essais effectués pour établir une relation non linéaire simple entre la précipitation efficace ou nette calculée par la méthode précédente et la précipitation brute.

Bien que l'imagination des hydrologues soit fertile dans ce domaine, nous nous sommes limités à deux relations simples :

$$P_j = R_j - b \left(1 - \exp\left(-\frac{R_j}{b}\right) \right) \quad (7)$$

$$P_j = R_j - b R_j (R_j + b)^{-1} \quad (8)$$

(en notant R_j la pluie observée et P_j la pluie efficace pendant l'intervalle unitaire $j-1, j$).

Ainsi, dans les fortes valeurs, la pluie efficace tend à étaler la pluie brute moins la rétention du bassin versant "b".

Ce terme b , témoin de la rétention, n'est d'ailleurs pas une constante : c'est le produit d'un paramètre saisonnier (fonction de la date dans l'année) et d'une fonction inverse des pluies et (ou) débits antérieurs :

$$b = c(H(Q, R))^{-1}$$

Pour caractériser l'évolution de l'état de saturation des couches supérieures du sol du bassin versant pendant la crue, par une approche empirique, nous avons essayé diverses définitions de la fonction $H(Q, R)$:

- indice des débits antérieurs :

$$H(Q) = (IQA_{j-1})^\beta = [\lambda Q_{j-1} + (1-\lambda) IQA_{j-2}]^\beta$$

avec $0 \leq \lambda \leq 1$
et $.8 \leq \beta \leq 1$

- indice des précipitations antérieures

$$H(R) = IRA_j = \theta R_j + (1-\theta) IRA_{j-1}$$

avec $.05 \leq \theta \leq .50$

- indices combinés des précipitations et débits antérieurs

$$H(Q, R) = (IQA_{j-1})^\beta * (IRA_j)$$

$$H(Q, R) = Q_0^p * (Q_{j-1})^{1-p} * IRA_j$$

avec $0 \leq p \leq 1$.

Pour chaque essai, on a calculé et graphiqué la corrélation entre la pluie efficace des débits, et la pluie efficace reconstituée d'après les relations (7) et (8).

Ce travail a été effectué pour plusieurs bassins versants de géomorphologie variée et d'alimentation très différente (pluies d'origine océanique, pluies d'origine méditerranéenne).

En définitive, nous avons retenu le modèle suivant :

$$P_j = R_j^2 (R_j + b)^{-1}$$

$$b = c(H(Q, R))^{-1}$$

$$H(Q, R) = \begin{cases} IQA_{j-1} & \text{pour le Massif Central, Forez, Morvan} \\ Q_0^p (Q_{j-1})^{1-p} IRA_j & \text{pour l'Ardèche, les Cévennes, les Alpes du Sud} \end{cases}$$

Pour le calage du paramètre saisonnier c , on a d'abord pris une valeur constante pour l'année, puis, en établissant la distribution statistique des écarts entre variation de débit observée et variation calculée, mois par mois, on a ajusté par moindres carrés la fonction :

$$c = b_0 + b_1 \cos \frac{2\pi t}{365} + b_2 \cos \frac{4\pi t}{365} + d_1 \sin \frac{2\pi t}{365} + d_2 \sin \frac{4\pi t}{365}$$

avec le jour calendaire $1 \leq t \leq 365$.

Calcul du débit Q_j à l'instant j

On peut l'obtenir de deux façons :

- soit en calculant la variation du débit en 4 heures entre $j-1$ et j , avec les coefficients a_i de la DPFT que l'on applique aux pluies efficaces antérieures, à laquelle on rajoute le débit à l'instant Q_{j-1} :

$$Q_j = Q_{j-1} + \sum_{i=1}^n a_i P_{j-i+1}$$

- soit par calcul direct du débit en appliquant la FT aux pluies efficaces, pendant toute la crue, en partant d'un état initial de débit, avec possibilité de ne pas se recalculer sur les débits réels en cours de crue :

$$Q_j = IQA_{j-1} + \sum_{i=1}^n A_i P_{j-i+1}$$

l'index des débits antérieurs traduit la saturation progressive des couches profondes.

Exemples d'application

Le Büech aux Chambons (BV 723 km^2) (Fig. 1)

Cet affluent, en rive droite de la Durance, a un bassin versant situé entre 700 et 2 700 m d'altitude ; les précipitations importantes qu'il reçoit sont essentiellement

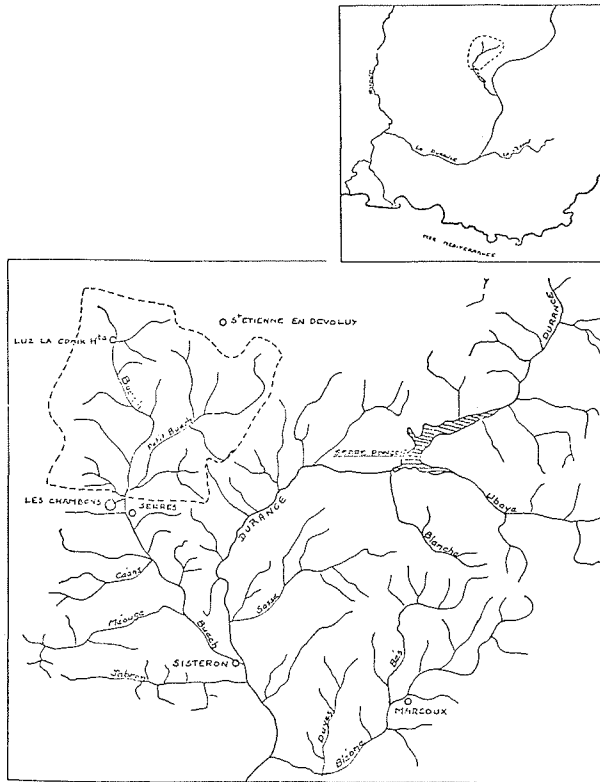


Tableau I. — Coefficient de régression multiple

$q_j = Q_j - Q_{j-1}$	1 ^{ère} itération	2 ^e itération	3 ^e itération
P_{j-10}	-.52	-.38	-.31
P_{j-9}	-.23	-.08	-.06
P_{j-8}	-.16	-.24	-.27
P_{j-7}	-.31	-.26	-.23
P_{j-6}	-.32	-.32	-.33
P_{j-5}	.01	-.16	-.33
P_{j-4}	-.22	-.45	-.46
P_{j-3}	.08	-.14	-.26
P_{j-2}	.60	.21	.13
P_{j-1}	2.26	2.31	2.39
P_j	.21	.30	.35
Coefficient de corrélation multiple	.678	.938	.970

← Figure 1 — Bassin versant du Buech.

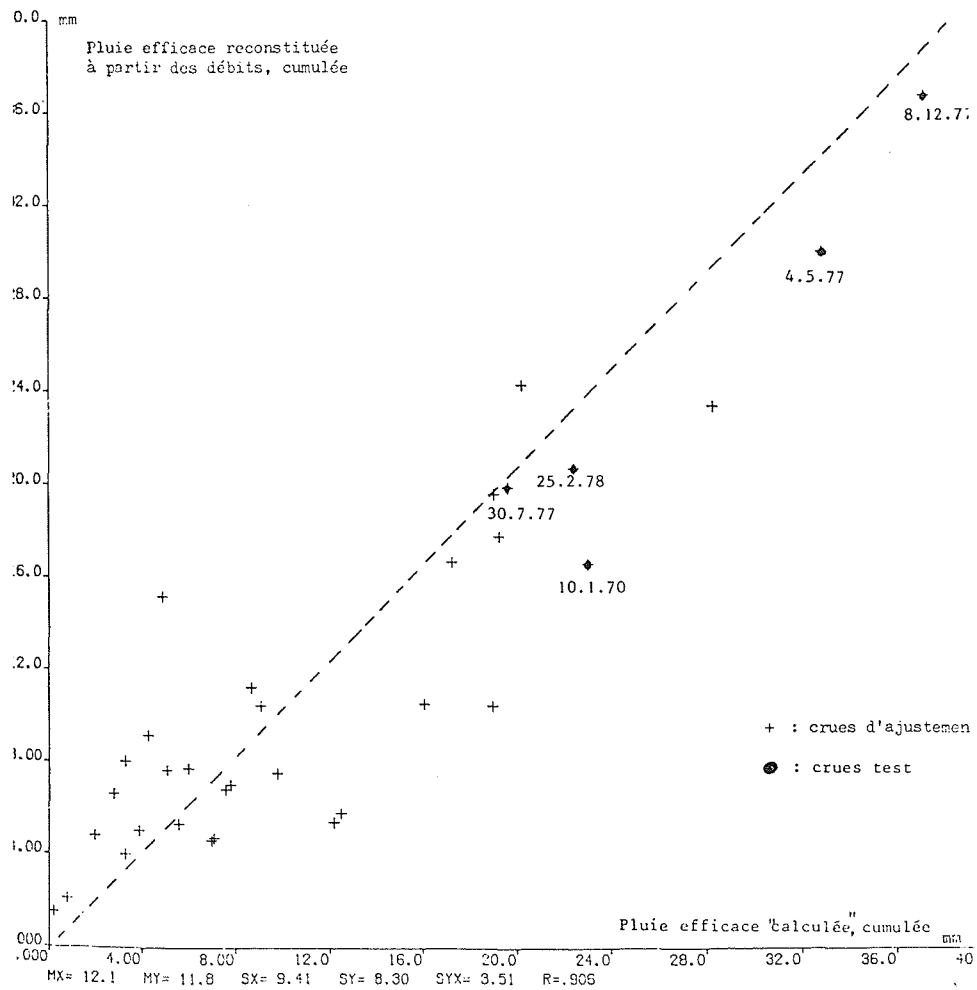


Figure 2 — Buech aux Chambons (épisodes de crue)

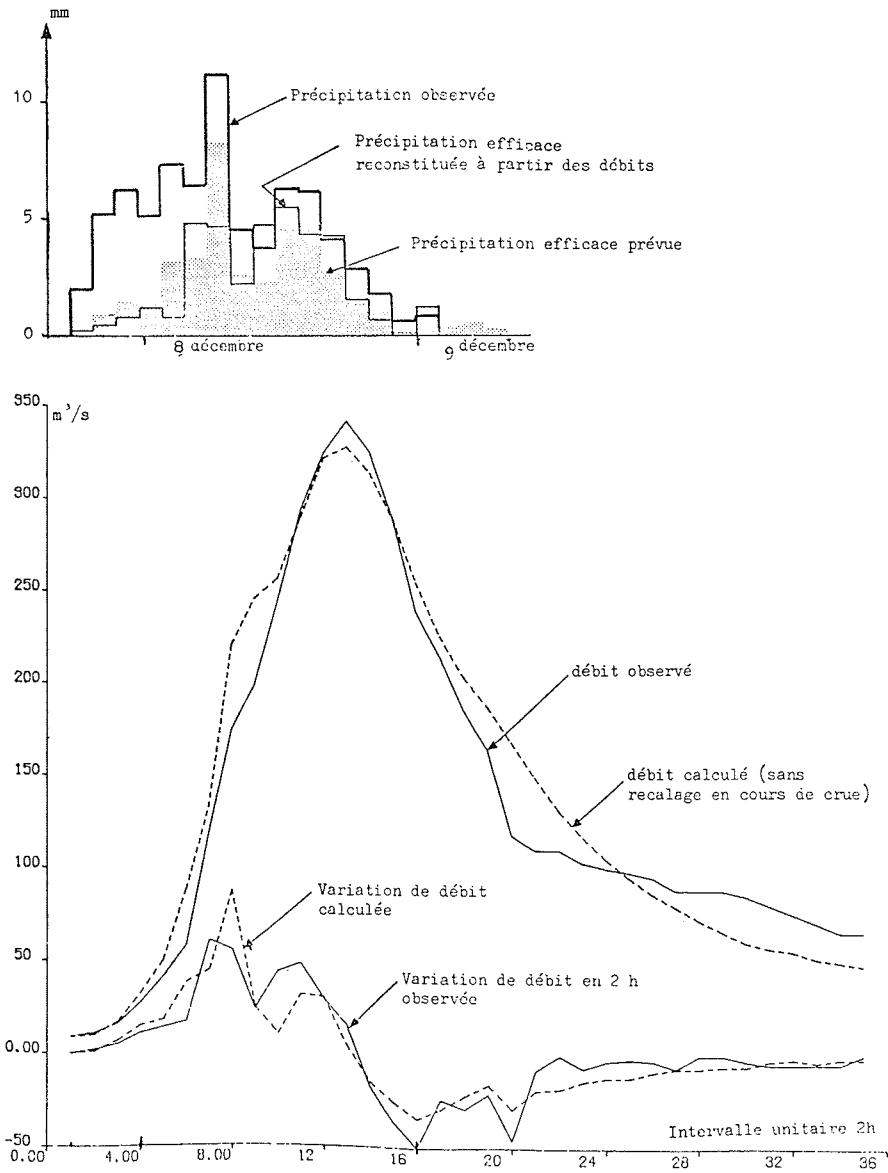


Figure 3 - Le Buech aux Chambons. Crue-test du 8 décembre 1977.

Tableau II. - Le Buëch aux Chambons					
a_i = coefficient de la DPFT					
A_i = coefficient de la FT					
i	a_i	A_i	i	a_i	A_i
1	1.6	1.6	11	-.7	3.5
2	11.0	12.6	12	-.5	3.0
3	.6	13.2	13	-.5	2.5
4	-1.2	12.0	14	-.4	2.1
5	-1.9	10.1	15	-.3	1.8
6	-1.6	8.5	16	-.3	1.5
7	-1.4	7.1	17	-.3	1.2
8	-1.1	6.0	18	-.2	1.0
9	-1.0	5.0	19	-.2	.8
10	-.8	4.2	20	-.1	.7

d'origine méditerranéenne. La moyenne arithmétique de trois stations (Serre, Lus-la-Croix-Haute, St-Etienne-en-Dévoluy) représente la précipitation reçue par le bassin. L'intervalle de temps unitaire est 2 h pour les pluies et débits ; une trentaine d'épisodes précipitation-crue ont été dépouillés pour le calage et 6 ont servi à tester le modèle.

Trois itérations ont été nécessaires pour établir une DPFT stable (Tableau I, Fig. 7).

La relation entre pluie brute et pluie efficace se calcule d'après

$$P_j = R_j^2 (R_j + b)^{-1}$$

avec :

$$b = \begin{cases} c(Q_0 \text{IRA}_j)^{-1} & \text{de mai à novembre} \\ c(Q_0 Q_{j-1})^{-1/2} (\text{IRA}_j)^{-1} & \text{en hiver} \end{cases}$$

$$c = 86 \left(9 - 3.8 \cos \frac{2\pi t}{365} - \cos \frac{4\pi t}{365} - 5.1 \sin \frac{2\pi t}{365} - \sin \frac{4\pi t}{365} \right)$$

(Fig. 2).

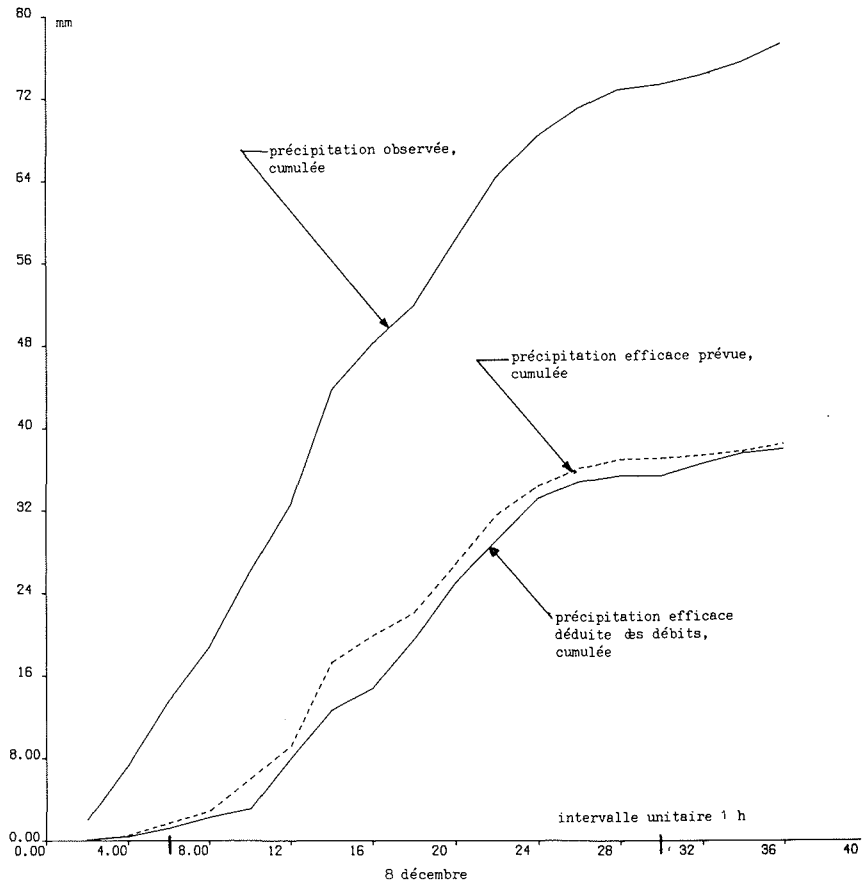


Figure 4 – Episode pluie-cruce (Buëch aux Chambons) du 8 décembre 1977.

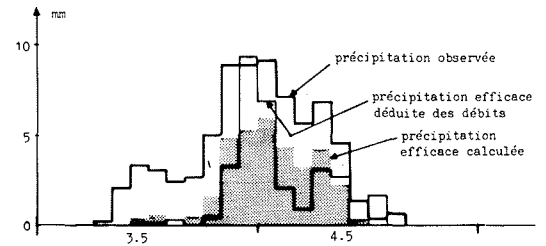
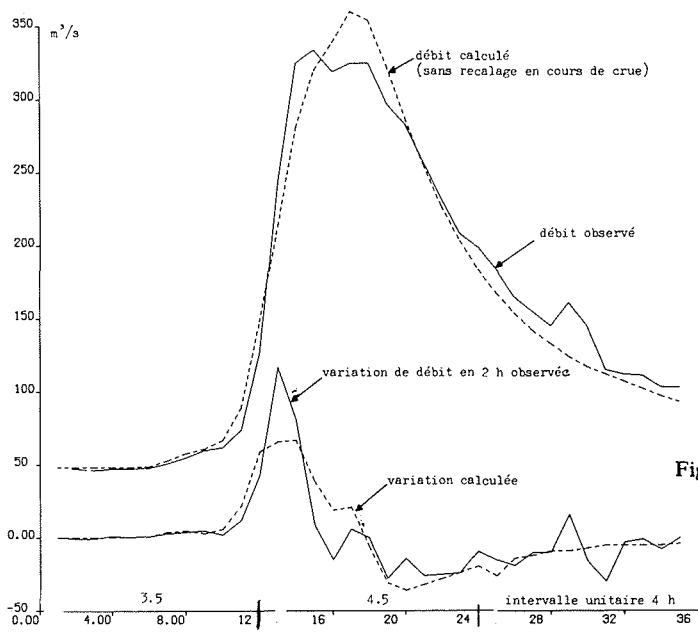


Figure 5 – Le Buëch aux Chambons. Crue du 4 mai 1977.

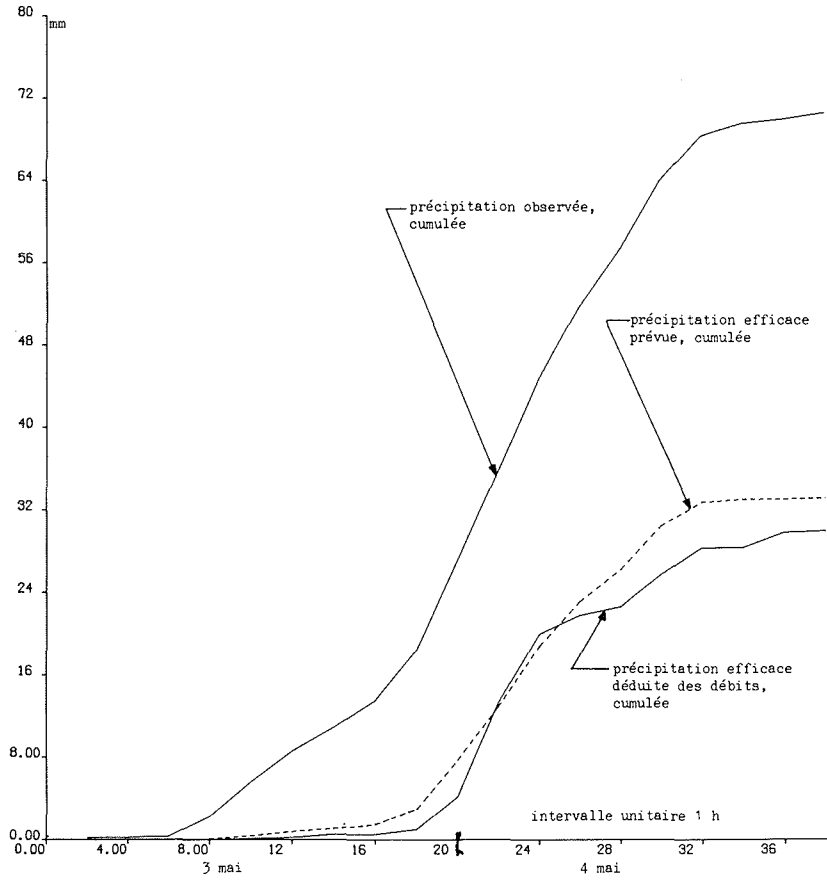


Figure 6 – Episode pluie-cruie (Buëch aux Chambons) du 4 mai 1977.

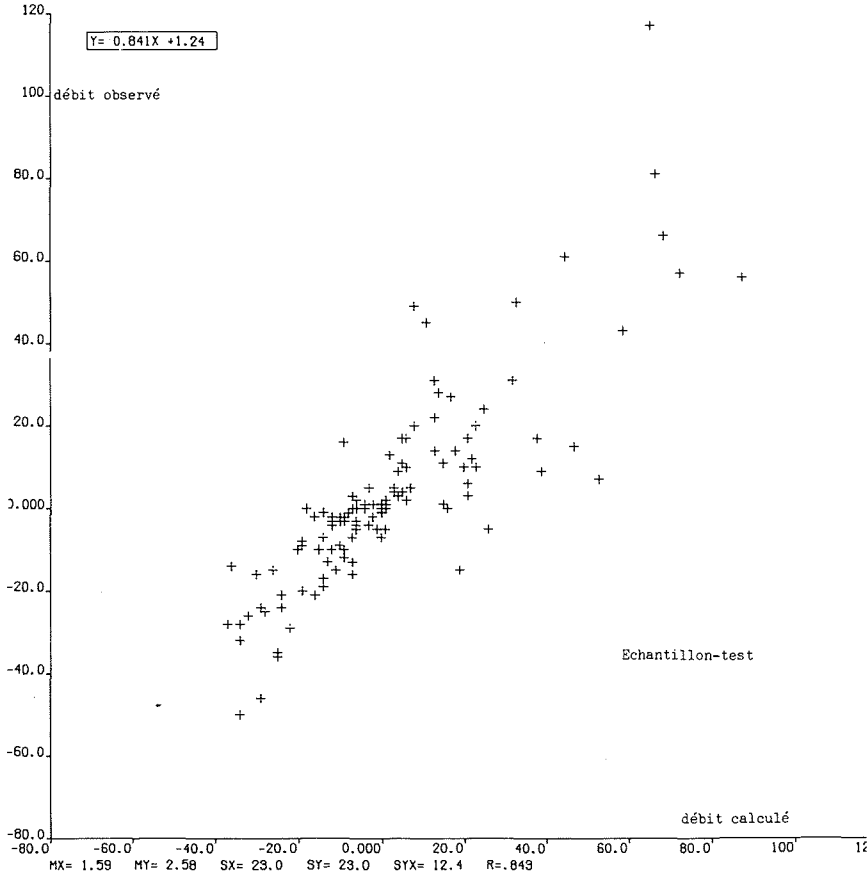


Figure 7 – Le Buëch aux Chambons. Crues des 4/5/77, 11/2/79, 10/1/70, 8/12/77. Variations de débits en 2 heures.

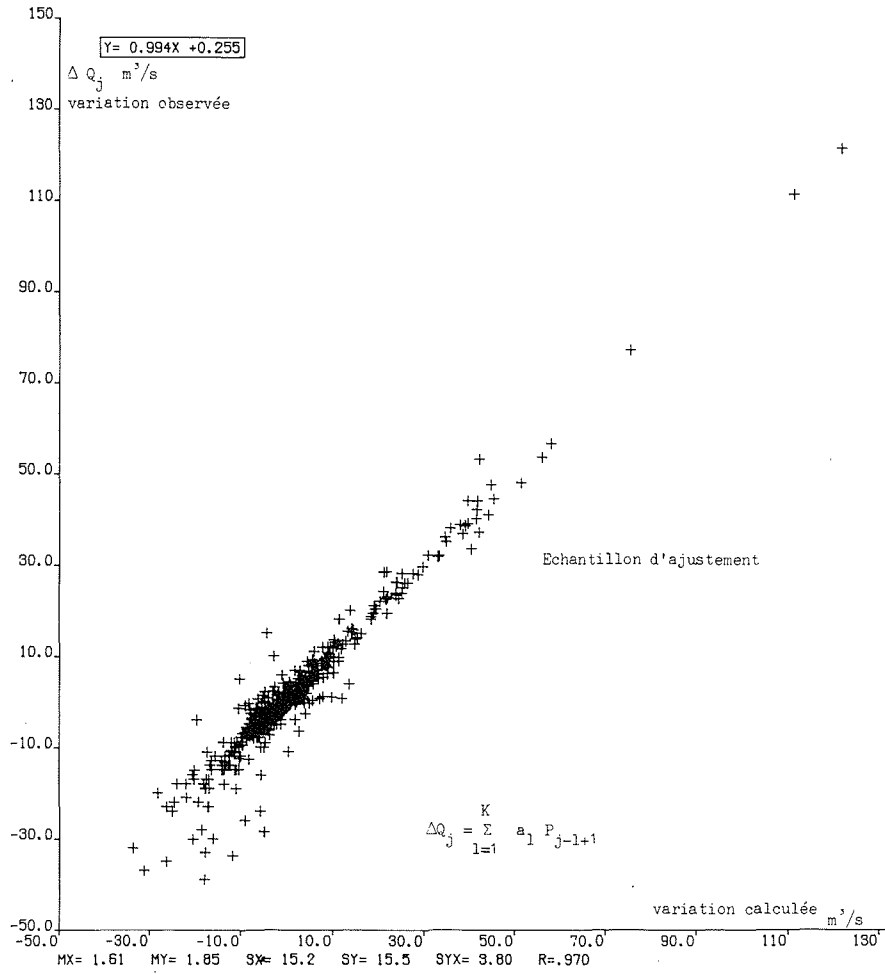


Figure 8 – Le Buëch aux Chambons. Calcul des variations de débit en 2 heures d'après les pluies nettes.

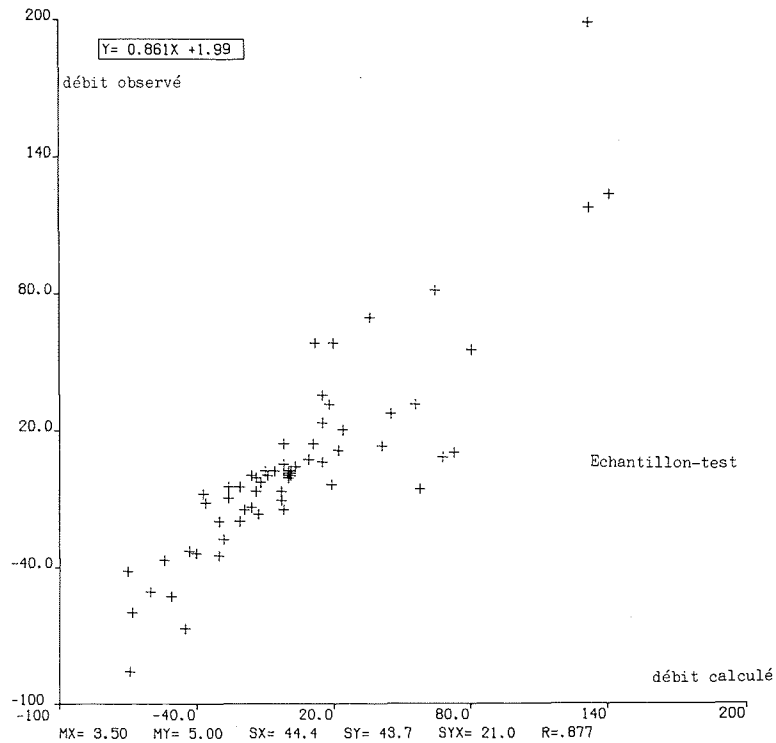


Figure 9 – Le Buëch aux Chambons. Crues des 4/5/77, 11/2/79, 10/1/70, 8/12/77. Variations de débits en 4 heures.

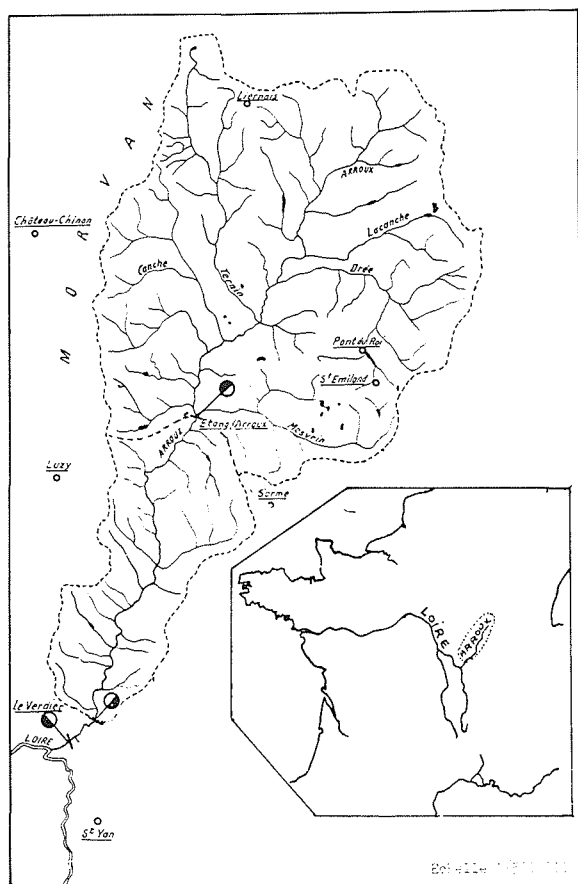


Figure 10 – Bassin versant de l'Arroux à Rigny (2 277 km²)
(BV à Etang-sur-Arroux = 1798 km²).

La fonction de transfert entre pluie efficace en millimètres et débits en m³/s est définie dans le Tableau II. On a représenté graphiquement un exemple d'application de cette procédure pour la crue-test du 8 décembre 1977, la plus importante observée depuis 20 ans (Fig. 3 et 4) ainsi que la crue du 4 mai 1977 (Fig. 5 et 6).

On note que la dispersion des écarts variation observée-variation ajustée (Fig. 8) est moindre en cumulant 2 intervalles de temps unitaires (Fig. 9) ; il y a effet de lissage.

L'Arroux à Etang-sur-Arroux (BV 1 798 km²) (Fig. 10)

C'est un affluent de la Loire moyenne, situé en rive droite, immédiatement à l'aval de Digoin, dont le bassin versant adossé au massif du Morvan s'étage entre 150 et 900 mètres d'altitude. Ce sont essentiellement les précipitations cycloniques venant de l'Océan Atlantique qui provoquent les crues importantes. La lame d'eau reçue par le bassin pendant l'intervalle unitaire de 4 heures est représentée par la moyenne arithmétique de 4 postes (Luzy, Château-Chinon, Liernais, la Sorme). Une cinquantaine d'épisodes pluie-crue (1972-1977) ont été dépouillés par intervalles de 4 heures pour calculer la DPFT (Tableau III) et les pluies efficaces ; la relation pluie brute-pluie efficace a été calée d'après

$$P = R^2 (R + b)^{-1}$$

avec :

$$b = 4.10^3 \left(5 - 1.36 \cos \frac{2\pi t}{365} - .29 \cos \frac{4\pi t}{365} - 1.57 \sin \frac{2\pi t}{365} - .12 \sin \frac{4\pi t}{365} \right) (IQA_{j-1})^{-1}$$

avec $1 \leq t \leq 365$. La fonction de transfert est définie dans le Tableau IV. L'épisode pluie-crue du 14 mars 1978 est l'un des exemples ayant servi de test (Fig. 11).

$q_j = \Delta Q_j = Q_j - Q_{j-1}$	1 ^{ère} itération	2 ^e itération	3 ^e itération
P_{j-15}	-.145	-.162	-.184
P_{j-14}	-.064	-.185	-.197
P_{j-13}	-.200	-.204	-.224
P_{j-12}	-.198	-.209	-.244
P_{j-11}	-.065	-.115	-.128
P_{j-10}	-.124	-.169	-.194
P_{j-9}	.016	-.103	-.138
P_{j-8}	.158	.119	.085
P_{j-7}	.151	.229	.205
P_{j-6}	.077	.055	.066
P_{j-5}	.046	-.060	-.080
P_{j-4}	.038	-.013	-.037
P_{j-3}	.254	.240	.211
P_{j-2}	.975	1.064	1.107
P_{j-1}	.951	.997	1.019
P_j	.277	.141	.998
Coefficient de corrélation multiple	.750	.929	.945

a_i = coefficient de la DPFT A_i = coefficient de la FT					
i	a_i	A_i	i	a_i	A_i
1	.30	.30	16	-.51	3.87
2	3.06	3.36	17	-.45	3.42
3	3.30	6.66	18	-.39	3.03
4	.66	7.32	19	-.36	2.67
5	-.12	7.20	20	-.33	2.34
6	-.24	6.96	21	-.27	2.07
7	.18	7.14	22	-.24	1.83
8	.63	7.77	23	-.21	1.62
9	.24	8.01	24	-.19	1.43
10	-.39	7.62	24	-.17	1.26
11	-.60	7.02	26	-.15	1.11
12	-.66	6.36	27	-.13	.98
13	-.72	5.64	28	-.12	.86
14	-.66	4.98	29	-.10	.76
15	-.60	4.38	30	-.09	.67

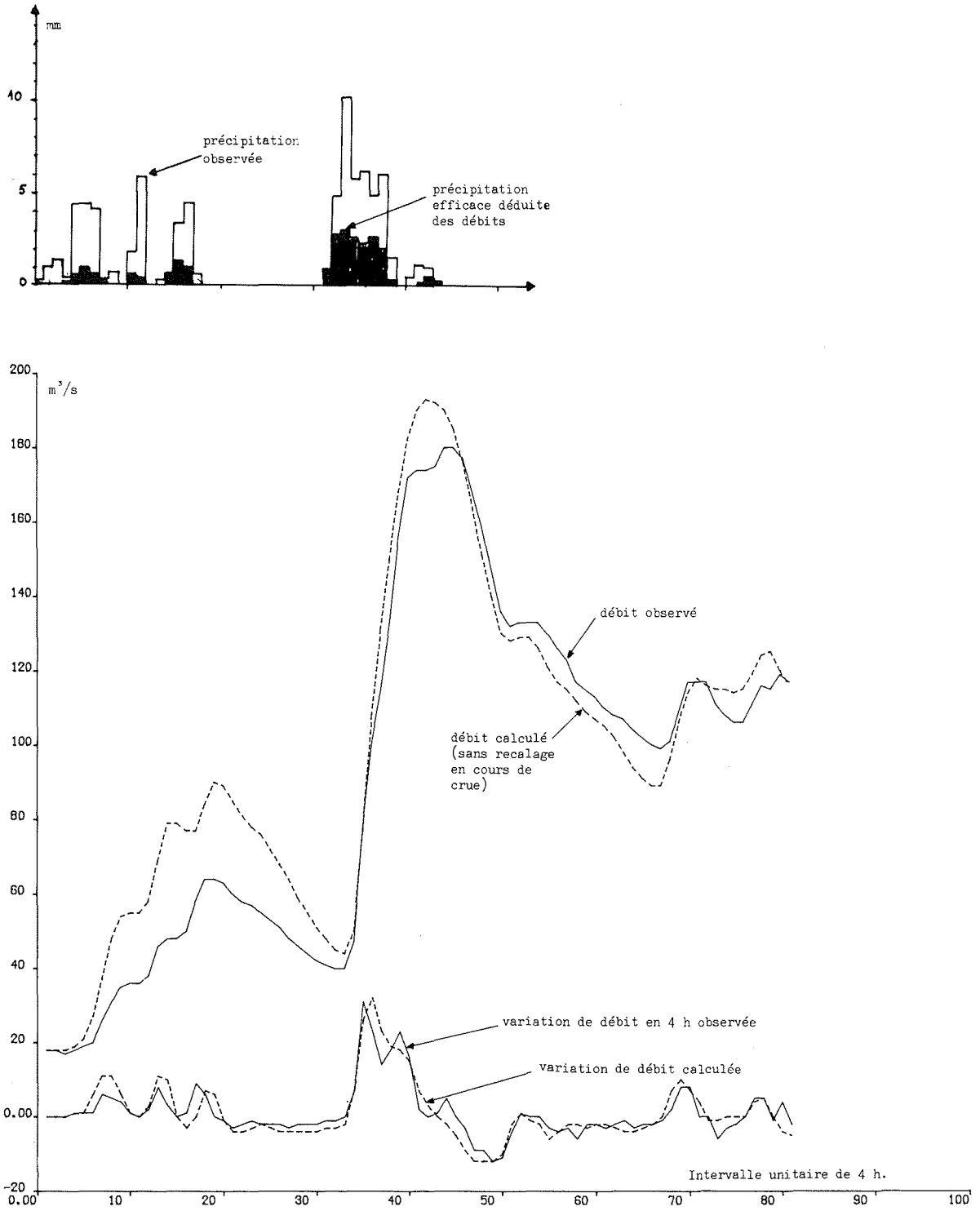


Figure 11 - L'Arnoix à Etang-sur-Arroux. Crue-test du 14.3.78 (14 h).

Conclusion

— Même si le choix (quand il est possible) des stations pluviographiques, ainsi que leur pondération pour représenter la précipitation réellement reçue par le bassin n'est pas optimal, il suffit pour initialiser la procédure de calcul itérative de la DPFT et de la précipitation efficace.

— Par contre, une représentation spatiale la plus fidèle possible de la lame d'eau reçue par le bassin est indispensable pour le calage de la relation entre pluie brute et pluie efficace. C'est sans doute le problème fondamental de la relation pluie-débit : comme estimer au mieux le volume de précipitation (sinon sa répartition spatiale) reçu par un bassin versant pendant quelques heures (1 à 6 h) d'après quelques stations témoins, Singh (1977) et Wilson *et al.* (1979).

— Le choix de l'intervalle unitaire a également une incidence non négligeable ; plus il est court et plus l'hétérogénéité d'une moyenne simple ou pondérée (ou toute autre fonction) d'observations pluviographiques due à la non concomitance, du fait du déplacement des averses ou au mauvais calage des pluviogrammes, devient grande.

— Enfin, nous n'avons pas traité les problèmes additionnels de :

- rétention nivale de la pluie brute sur tout ou partie du bassin, en hiver ;
- fusion d'une couche de neige lors d'une hausse de température et de pluies chaudes.

On rappelle enfin que la fonction de transfert obtenue n'est qu'une forme moyenne, car il faudrait découper le bassin versant en une mosaïque de parcelles élémentaires, chacune ayant sa fonction de transfert propre, et dont la composition permettrait de représenter les crues correspondant à toutes les configurations spatiales d'averses. Ce travail considérable est impossible à réaliser avec les données de débit et surtout de précipitation réellement disponibles in situ.

Références

- De MARSILY G. — La relation pluie-débit sur le bassin versant expérimental de l'Hallue. *Rapport LHM/R/71/15*. Laboratoire d'Hydrologie Mathématique, E.N.S. des Mines de Paris, 1971.
- DISKIN M.H. and BONEH A. — The Kernel function of linear nonstationary Surface runoff systems, *Water Resour. Res.*, Vol. 10, n° 4, pp. 763-761, 1974.
- NATALE L. and TODINI E. — A stable estimator for linear models, part 1 et 2, *Water Resour. Res.*, Vol. 12, n° 4, pp. 667-676, 1976.
- NEUMAN S.P. and De MARSILY G. — Identification of linear systems response by parametric programming, *Water Resour. Res.*, Vol. 12, n° 2, pp. 253-262, 1976.
- NEWTON D.W. and VINYARD J.W. — Computer determined unit hydrograph from floods, *Journal of Hydraul. Div. Amer. Soc. Civil Eng.*, Vol. 93 (HY5), pp. 219-235, 1967.
- SINGH V.P. — Studies on rainfall-runoff modeling, *WRRRI, Report n° 091*, New Mexico Water Resources Research Institute, New Mexico, USA, 1977.
- WILSON C.B., VALDES J.B. and RODRIGUEZ-ITURBE I. — On the influence of the Spatial Distribution of Rainfall on Storm runoff, *Water Resour. Res.*, Vol. 17, n° 2, pp. 321-328, 1979.

Discussion

Président : M. J. JACQUET

Le Président. — La façon pragmatique dont vous avez abordé le sujet de la définition de la fonction de transfert m'a beaucoup intéressé. Il n'est pas étonnant que, sur les bassins traités, les types de fonction de transfert soient très différents ; c'est précisément la rançon de la taille des bassins considérés.

M. RODIER. — Pour consoler M. DUBAND, je peux lui dire qu'on a fait à L'ORSTOM un certain nombre d'essais. Nous avons notamment une station que l'on avait pourvue de 40 pluviomètres ou pluviographes pour 1.200 km² de bassin en montagne. Il y avait des orages qui passaient à travers les pluviomètres et on a trouvé le moyen d'avoir des crues modérées sur une partie du bassin sans aucun résultat aux pluviomètres ou pluviographes.

Je suis un peu étonné qu'avec 3 pluviographes sur 700 km², vous arriviez à des résultats qui soient utilisables. C'est peut-être à cause des grandes précipitations cévenoles qui s'étendent sur de grandes surfaces.

M. DUBAND. — La méthode utilisée, avec succès pour le Buëch, a été appliquée à une douzaine de bassins dont l'Ardèche et la Cèze. Pour ces derniers, avec les données disponibles, on a pu calculer la fonction de transfert ainsi que les pluies efficaces, mais le principal obstacle demeure la difficulté sinon l'impossibilité d'évaluer la pluie brute moyenne sur le bassin. Les 2 ou 3 pluviographes situés dans la partie supérieure de ces bassins sont des témoins insuffisants pour représenter la variété des répartitions spatiales d'averses cévenoles, et permettre un étalonnage correct de la relation pluie brute — pluie efficace.

M. THIRRIOT. — En somme vous avez procédé à un problème d'identification des opérateurs de transition assurant le passage de la pluie brute au débit de ruissellement par l'intermédiaire de la pluie efficace.

Vous avez supposé implicitement que l'opérateur de passage de la pluie efficace au débit était foncièrement linéaire, ce qui est bien confirmé a posteriori par la valeur du coefficient de corrélation que vous obtenez. Vous avez rejeté toute la non-linéarité sur l'opérateur de passage de la pluie brute à la pluie efficace. Est-ce que cette non-linéarité a été traitée sous l'aspect statistique ?

Autre question : ne serait-il pas possible d'utiliser votre idée pour la décomposition d'un bassin en sous-bassins (bien que soient à craindre des instabilités dans le processus d'identification de trois opérateurs au lieu d'un) ?

M. DUBAND. — Vous avez présenté une excellente synthèse de la méthode de calcul.

L'hypothèse de quasi linéarité de la relation entre pluie efficace et débit est en effet justifiée, a posteriori, par la qualité des coefficients de corrélation : excellente pour les rivières cévenoles et des Alpes du Sud à réaction rapide, correcte pour les rivières du Massif Central dont la réponse aux pluies est plus étalée dans le temps. La non-linéarité de la relation pluie brute — pluie efficace est représentée par un modèle a priori, dont il n'a pas été possible d'ajuster objectivement les paramètres (méthodes des moindres carrés par exemple) ; c'est par tâtonnement en étudiant systématiquement la corrélation entre pluie efficace calculée et pluie efficace déduite des débits que l'on a calé le modèle.

Enfin, votre idée d'utiliser une composition d'opérateurs dans l'espace pour identifier l'entrée est séduisante et mérite réflexion, si en effet le problème des instabilités dans l'identification n'est pas fondamental.

M. DESBORDES. — La méthode d'identification de la transformation pluie-débit étant très globale, il est sans doute souhaitable de ne pas chercher à prendre en compte l'hétérogénéité des bassins, en particulier dans un procédé d'identification des entrées, c'est-à-dire de la pluie, dont la distribution spatiale peut être elle-même très hétérogène. Plus l'échelle d'analyse serait fine, plus les aspects non linéaires de la transformation pluie nette-débit, les "bruits de fond", seraient importants et plus l'identification des transformations opérées par les sous-systèmes risquerait d'être médiocre ; plus elle nécessiterait également d'observations pour être significative. En outre, le découpage en sous-systèmes ferait intervenir la distribution spatiale de la pluie, dont une connaissance médiocre pourrait introduire des erreurs, rendant inopérante la méthode d'identification de la liaison entre la pluie brute et la pluie nette sur chaque sous-système.

Dans le cas exposé par M. DUBAND, on peut penser que les échelles d'espaces et de temps adoptées pour la description des phénomènes permettent de réduire l'influence des erreurs introduites par le choix d'une fonction de transfert pluie nette-débit linéaire et par une connaissance approximative de la distribution spatiale de la pluie brute.

M. COLIN. — Dans la mesure où le premier opérateur, de réduction de la pluie brute en pluie efficace, ne dépend que d'un seul paramètre b , ne serait-il pas possible, pour chaque crue, d'estimer la valeur de b à l'aide de l'égalité des volumes ? b pourrait être ensuite relié aux caractéristiques que vous avez évoquées.

M. DUBAND. — Votre suggestion est intéressante lorsque le paramètre b varie peu en cours de crue, mais elle est difficilement applicable pour les bassins où b évolue pendant l'épisode pluie-crue.