

## Enquête aux Antilles

*Influence de la forme de l'averse  
sur la forme de la crue  
Application : méthode globale de  
prédétermination des crues rares  
Méthode analytique*

D. IBIZA

### RÉSUMÉ

*Cet article est une ouverture sur les phénomènes de transfert de la crue et sur l'étude du temps caractéristique de l'hydrogramme-type. C'est aussi une application des résultats acquis dans les parties précédentes.*

*On commence d'abord par étudier l'influence de la forme de l'averse sur la forme de la crue par l'étude systématique du rapport  $C = Q_{MAX}/Q_{24}$  entre le débit de pointe et le débit en 24 heures sur une période centrée autour du maximum de crue, puis les variations du temps caractéristique sur un ensemble d'une quinzaine de bassins antillais.*

*On en déduit une formule globale de prédétermination des crues à partir de ce temps caractéristique et de la capacité à la percolation FJ qui peut être évaluée à partir des méthodes de l'article 2. Cette formule qui intéresse plus particulièrement les petits bassins à pente assez forte se rapproche assez de la formule CIA qui devient tout à fait rationnelle lorsqu'on prend le temps caractéristique comme temps de concentration du bassin.*

*On propose également une formule analytique d'évaluation de la crue à partir du calcul des fractions élémentaires d'écoulement par une fonction de production aux petits pas de temps et d'une recombinaison des différents hydrogrammes élémentaires.*

*La confrontation des estimations des débits de pointe des crues rares fournies par les deux méthodes entièrement indépendantes et la comparaison avec les valeurs, dites observées, obtenues par ajustements statistiques directs des valeurs observées permet d'affirmer que les courbes intensité-durée des averses constituent bien un risque moyen de forme d'averse qui permet de calculer le débit maximal de période donnée, à partir de la quantité de pluie de même période de retour et de conditions d'humidité initiales du sol également moyennes.*

**MOTS-CLÉS :** Transfert – Forme de l'averse – Hydrogramme type – Estimation des débits de pointe,

### ABSTRACT

**SURVEY CONDUCTED IN THE WEST INDIES.** Influence of the shower pattern on the flood pattern. Applications : general method for the predetermination of the rare floods. Analytical method.

*This paper is an introduction to the transfer phenomena of the flood and to the study of the characteristic time of the type hydrograph. It also deals with the results obtained in the preceding parts.*

*First, one begins by studying the influence of the storm shape on the flood shape through the systematic analysis of the ratio  $C = Q_{MAX}/Q_{24}$  between the peak discharge and the 24-hour discharge during the maximum flood period and the variations in the characteristic time in about fifteen basins of the West Indies.*

*One can infer from that a general method for the predetermination of floods on the basis of the characteristic time and of the FJ percolating capacity with can be evaluated using the methods mentioned in paper 2. This method which deals more particularly with the small basins whose slope is rather steep is rather close to the CIA method which becomes quite rational when the characteristic time is used as the concentration time of the basin.*

*An analytical method is also suggested in order to evaluate the flood by calculating the elementary flow fractions with a small step time production function and by recombining the different elementary hydrographs.*

*Comparing the evaluations of the peak discharges of the rare floods made through the two completely independent methods with the so-called observed values obtained by the direct statistical adjustment allows to assert that the storm-duration curves represent a mean shower probability which allows to evaluate the maximum discharge of the period under consideration on the basis of the amount of rainfall observed in the same return period and of mean humid soil conditions.*

KEY WORDS : Transfer – Storm pattern – Typical hydrograph – Flood peaks estimates.

## INTRODUCTION

Dans les problèmes de prédétermination des crues rares, on a largement étudié, en hydrologie, l'influence des conditions initiales d'humidité dans le processus de formation des crues, mais on s'est beaucoup moins intéressé au rôle joué par la forme de l'averse sur la forme de la crue. Le but de cet article est, dans un premier temps, de pallier cette lacune, puis de proposer des méthodes de prédétermination des crues rares qui tiennent compte de l'allure moyenne des formes d'averse, caractéristique régionale du climat.

Les débits observés à l'exutoire d'un bassin versant sont le résultat du transfert des différents écoulements produits sur le bassin. Les écoulements peuvent être simulés à partir des précipitations au moyen d'une fonction de production. Le transfert utilisé dans le cadre de notre étude, sur des petits bassins à réponse assez rapide, peut rester global, sur l'ensemble du bassin. On utilise l'« hydrogramme-type » : la crue résultante simulée à l'exutoire est la superposition de l'ensemble des crues unitaires produites, chacune, par les écoulements élémentaires calculés par la fonction de production sur chaque pas de temps. C'est ce qu'on appelle, en bref, le procédé de transfert par « affinités-translations ». Dans le cas de bassins plus vastes, on aurait, sans doute, recours aux méthodes plus élaborées et plus complexes de « discrétisation spatiale » et à des fonctions de transfert du genre de celles qui ont été mises au point, en particulier par G. Girard, mais le processus reste en fin de compte le même.

Une méthode de prédétermination des crues et des débits rares pourrait s'inspirer du même principe. Son champ d'application a des chances d'être très large si elle s'appuie sur une fonction de production qui décompose clairement tous les mécanismes de production des crues et qui sépare distinctement les effets spécifiques propres au bassin versant de ceux qui résultent du climat. La fonction de production étudiée dans l'article précédent répond à ces critères.

On suppose que le comportement au ruissellement, propre au bassin, a été caractérisé soit, directement, à partir de mesures effectuées sur ce bassin, soit, indirectement, à partir d'une connaissance régionale assez bonne du milieu ou encore par transposition de résultats obtenus sur d'autres bassins versants analogues, et que l'on a déterminé les valeurs des paramètres « hydrologiques de calage » qui fixent ce comportement.

On passe alors en revue les différentes variables climatiques qui interviennent dans le processus du ruissellement :

- Il y a d'abord la pluie journalière moyenne sur le bassin, dont les valeurs de fréquence de récurrence donnée sont une caractéristique régionale du climat, obtenue à partir d'une synthèse régionale de la pluviométrie, sur laquelle on a appliqué l'abattement.

- Les conditions initiales d'humectation des sols et de stockages des réserves souterraines sont également une donnée climatique puisqu'elles sont essentiellement liées à la fréquence et à la quantité des précipitations antérieures, et à la valeur de l'ETP régionale. On peut calculer ces conditions initiales en faisant « tourner » la fonction de production sur des précipitations régionales journalières.

- La forme de l'averse intervient dans la production de ruissellement mais également dans la contribution au débit maximum de la crue. Nous pensons à introduire les courbes intensité-durée pour rendre compte de ce phénomène.

Dans les régions climatiques où les précipitations sont assez étalées le long des jours pluvieux, la fraction de la pluie en 24 heures qui contribue au maximum de la crue peut être très faible, surtout lorsque la réponse du bassin est rapide. Pour étudier l'influence de la forme de l'averse sur la forme de la crue, nous avons procédé à l'analyse systématique des variations du rapport C du débit maximal au débit moyen en 24 heures, effectué sur toutes les fortes crues, qu'elles soient simples ou complexes, sur un ensemble de 16 bassins des Antilles françaises. La comparaison des valeurs moyennes dégagées de C avec les valeurs des paramètres correspondants des hydrogrammes-type est pleine d'enseignements.

Nous utiliserons les résultats de cette étude pour proposer des méthodes de prédétermination et de prévision des crues rares plus particulièrement adaptées aux bassins à fortes pentes et nous les testerons en comparant les valeurs calculées par ces méthodes aux valeurs obtenues par les ajustements statistiques qui ont été effectués sur

ces 16 bassins et dont les résultats sont publiés dans les monographies de la Guadeloupe et de la Martinique.

Cette étude a été centrée sur les Antilles françaises pour des raisons qui sont essentiellement d'ordre matériel. Les mesures sur lesquelles elle porte, qui proviennent des réseaux hydrométriques de base de ces deux îles, présentent le gros avantage d'être saisies et de figurer dans les fichiers de banque de données de l'ORSTOM. Ces mesures hydrométriques sur des torrents de montagne ne sont pas d'excellente qualité mais il est assez rare de pouvoir disposer d'un ensemble aussi considérable de petits bassins observés, chacun, sur des périodes allant de 8 à 15 années. Leur superficie varie de 2 à 130 km<sup>2</sup>. Beaucoup d'entre eux sont des bassins à fortes pentes et leur réponse aux averse est, dans l'ensemble, brutale.

Il y a également des raisons d'ordre théorique et d'intérêt pratique au choix des Antilles comme base d'étude. Les précipitations aux Antilles sont d'origine climatique variée et ont des formes très diversifiées qui se prêtent bien à l'étude envisagée. Enfin, les phénomènes qui se produisent sur les bassins montagneux sont complexes et généralement difficiles à mesurer, mais ces bassins présentent un intérêt pratique évident puisqu'ils sont recherchés en priorité pour les aménagements hydro-électriques.

## I. FORME DES CRUES : RÔLE DE LA FORME DE L'AVERSE

### I.1. LES FORMES D'AVERSE ET LES CLIMATS

Dans les régions tropicales pures ou sahéliennes, les hydrologues proposent souvent comme forme de l'hydrogramme décennal des formes assez voisines de celles de l'hydrogramme-type. Cette assimilation n'est possible que parce que les précipitations résultent d'orages de condensation, avec un corps d'averse massif et unique, et qu'elles peuvent être assimilées à des « averse unitaires » surtout sur les bassins à faible pente, pour lesquels la montée en crue assez lente permet d'accepter dans cette catégorie des averse assez longues. Mais il s'agit là d'une simplification propre à ce type de climat et il importe de ne pas perdre de vue la complexité du phénomène dans des climats différents et sur des pentes fortes.

Dans les régions tropicales plus humides, les précipitations sont encore, en majorité, orageuses, mais les traînes d'averse, ou les petites rechutes de pluie secondaires indépendantes du corps principal de l'averse, à faibles intensités, qui ne produisent pas de ruissellement, constituent une partie importante de la pluie et l'hypothèse précédente d'un corps d'averse unique n'est déjà plus valable.

Dans les régions tropicales balayées par les dépressions tropicales, la superficie de la partie centrale du cyclone, productrice de fortes intensités, est relativement faible en comparaison de l'ensemble de la région concernée par la dépression et les pluies à faibles intensités et de longue durée, résultant d'une situation périphérique par rapport à la dépression, sont également nombreuses. On a pu observer à Madagascar des précipitations pouvant atteindre 200 mm en 24 heures sans jamais dépasser 20 mm/heure.

Dans les régions tempérées, enfin, on retrouve ces averse orageuses en marge de la saison des pluies ou à contre-saison, mais ces orages sont souvent localisés dans l'espace et ne constituent pas un risque élevé de crues rares, sitôt qu'on s'intéresse à des bassins assez étendus. Pendant la saison des pluies, les précipitations, qui correspondent à des dépressions atmosphériques concernant de vastes étendues, peuvent se poursuivre de façon plus ou moins continue pendant plusieurs jours avec, de temps à autre, des regains d'intensité dépassant rarement 20 mm/h et les crues générées dans ces conditions sont toujours complexes.

Entre ces deux types extrêmes et opposés de précipitations, il y a toutes sortes de situations atmosphériques intermédiaires complexes provoquant des précipitations très variées. Parmi elles, on peut citer, par exemple, les phénomènes de front orageux qui peuvent être intenses tout en étant assez prolongés, concerner des régions assez étendues et constituer un risque élevé de crues rares.

On voit qu'il est également simpliste d'imaginer que les précipitations survenant en un lieu puissent être rangées en deux populations d'averse aux caractéristiques nettement tranchées à savoir, par exemple, les pluies cycloniques d'une part et les pluies orageuses de l'autre.

### I.2. INFLUENCE DE LA FORME DE L'AVERSE SUR LE DÉBIT DE POINTE

#### I.2.1. Aperçu théorique

La lame ruisselée  $L_r$  d'une crue est la somme des différents écoulements élémentaires produits au cours de l'averse. Elle est fonction de la pluie journalière  $P$ . Elle dépend des conditions d'humidité du sol et des différents états de stockage du sol, dont l'ensemble caractérise les conditions initiales du bassin et que l'on désigne

symboliquement par la variable IK. Elle dépend de la forme de l'averse représentée symboliquement par la variable F et enfin des caractéristiques intrinsèques du bassin, constantes sur le bassin, et représentées par un paramètre b. On peut écrire :

$$L_r = F(P, IK, F, b)$$

P, IK et F sont les trois variables dont dépend la lame de la crue, pour un bassin donné.

Le débit de pointe, pour sa part, dépend également des paramètres de transfert t, supposés rester invariants sur le bassin mais il peut être également fortement influencé aussi par la forme de la crue induite par la forme de l'averse F. On peut écrire qu'il est le résultat de l'application en série (notée x) sur la pluie des deux opérateurs de la fonction de production et de l'opérateur de transfert T sous l'écriture symbolique suivante :

$$Q_{MAX} = F(P, IK, b, F) \times T(t, F)$$

P, IK et F peuvent être considérées a priori comme indépendantes entre elles. La probabilité pour obtenir un certain débit est une fonction des différentes probabilités d'occurrence (Po) et de récurrence (Pr) de ces différentes variables. Elle peut s'écrire sous la forme :

$$Pr(Q_{MAX}) = f(Po(IK), Pr(Pu), Po(F))$$

On veut dire par là qu'il existe une infinité de crues de volume et de forme variés pouvant atteindre un débit QMAX de fréquence donnée. Lorsque la forme de l'averse joue un rôle important, un débit décennal peut résulter d'une averse de hauteur d'eau précipitée bien plus rare, avec une forme d'averse molle et inversement.

En pratique, une approche assez simple (1) permet de régler le problème des conditions initiales d'humidité qui interviennent dans la production d'écoulement : on admet que le débit maximal classé de fréquence donnée est obtenu par une pluie de même fréquence qui survient dans des conditions initiales d'humidité moyennes.

De la même façon, il est raisonnable d'admettre, comme hypothèse sur la forme de la crue, une forme moyenne produite par une forme d'averse moyenne.

Si QMAX<sub>10</sub> est le débit de fréquence donnée, décennal par exemple, et P<sub>10</sub> la pluie de même fréquence, on aura alors :

$$Q_{MAX_{10}} = f(IK_{moy}, P_{10}, F_{moy})$$

Cette approche n'est acceptable que si la hauteur de pluie est l'élément dominant dans la contribution au débit de pointe. Elle est d'autre part purement conventionnelle. La crue de forme moyenne produite par une forme moyenne d'averse n'a pas plus de réalité physique que l'averse moyenne elle-même. Elle doit pouvoir donner satisfaction pour les besoins courants, mais pour certains projets il ne serait pas inutile d'étudier plusieurs scénarios correspondant à des formes d'averse différentes.

### I.2.2. Approche pratique : étude des variations de C = QMAX/Q24

Pour montrer et pour quantifier l'influence de la forme de l'averse sur la forme de la crue, nous avons choisi d'étudier les variations de la forme des crues à partir de l'étude systématique de C et de C<sub>j</sub>, rapports entre le débit maximal et le débit moyen sur une période de 24 heures entourant le maximum.

- C'est le rapport entre le débit maximal et le débit moyen calculé sur une période coulissante de 24 heures choisie de telle façon que le maximum de la crue ait lieu 6 heures après le début de la période.

- C<sub>j</sub>n est le rapport entre le débit maximal et un débit moyen sur une période de 24 heures découpées selon un horaire fixe de n heures à n + 24.

C<sub>j</sub>6 fera, par exemple, intervenir le débit moyen journalier calculé de 6 heures à 6 heures.

La comparaison entre les populations des valeurs de C et de C<sub>j</sub> sur un même bassin doit permettre de faire la part de l'effet de distorsion d'échantillonnage induit par un découpage des débits à heures fixes et provenant de l'éventuelle répétitivité des pluies à des heures privilégiées de la journée.

Le calcul des valeurs de C et de C<sub>j</sub> a été effectué de façon systématique sur l'ensemble des crues dont le maximum était supérieur à un seuil Q<sub>0</sub>, que la crue soit simple ou complexe, présélectionnée ou non. Les fichiers de débits de l'ORSTOM proposent, en effet, des crues qui ont été présélectionnées, au moment de la saisie mécanographique, par des signaux de début et de fin de crue, mais cette technique de présélection, qui est pratique pour certains types d'études, n'a pas été retenue ici car nous avons pensé qu'elle risquait de produire un échantillonnage des crues sélectif en fonction de critères esthétiques subjectifs de l'opérateur : pour un hydrologue, une « belle crue » est assez souvent plus unitaire que la moyenne des crues.

(1) La technique la plus fiable consiste à faire passer un modèle sur un ensemble chronologique d'enregistrements à un poste régional de longue durée, selon un processus de reconstitution historique. Cette approche n'est cependant pas réaliste car il est rare que l'on possède des données saisies d'enregistrements pluviographiques de longue durée.

## II. DÉTERMINATION DES HYDROGRAMMES-TYPE

Avant d'étudier les variations de C et de Cj, il faut d'abord déterminer les hydrogrammes-type dont les paramètres serviront de points de référence pour comparer les bassins versants entre eux. Ces paramètres ont déjà été calculés dans le cadre des Monographies de la Martinique (Guiscafré et al., 1976) et de la Guadeloupe (Chaperon et al., 1985) selon des méthodes voisines mais différentes et il est apparu nécessaire de les recalculer selon une méthode unique afin de rendre les résultats homogènes et comparables entre eux. On a utilisé le programme de P. Vauchel, établi pour les besoins de la Monographie de la Guadeloupe et s'inspirant de travaux antérieurs de Moniod (Guiscafré et al., 1976).

### II.1. MODE D'OBTENTION ET CHOIX DES PARAMÈTRES

#### II.1.1. Définition de l'hydrogramme-type (Rappel)

C'est la réponse à une impulsion de pluie homogène dans l'espace, qualifiée de « pluie unitaire ». En pratique, on range dans cette catégorie les averses assez homogènes dont la durée ne dépasse pas les 2/3 du temps de montée de la crue. D'après la théorie de l'hydrogramme standard, l'hydrogramme-type est une forme caractéristique invariante du bassin et toutes les crues unitaires se déduisent les unes des autres par une affinité dans le rapport de leur volume.

Pour établir un hydrogramme-type bien représentatif du bassin, il est généralement nécessaire d'éliminer les hydrogrammes correspondant à des quantités de ruissellement faible, disons  $LR < 5$  mm, qui ont une forme généralement trop molle, mais il est recommandé, par contre, d'utiliser les crues moyennes et de ne pas se limiter uniquement aux fortes crues, rarement unitaires et dont le tracé nécessite l'utilisation de la portion des hautes eaux de la courbe d'étalonnage, parfois mal connue.

#### II.1.2. Détermination de l'hydrogramme-type par approche statistique : Programme de P. Vauchel

Les critères de sélection de l'hydrogramme-type portent sur l'averse. Ils supposent que l'on ait une bonne connaissance de l'averse aussi bien dans le temps que dans l'espace et seuls les bassins versants équipés en bassins versants représentatifs satisfont à ces conditions.

Sur le réseau hydrométrique, où l'on ne dispose pas de toutes ces informations, on peut utiliser une méthode informatique mise au point par P. Vauchel, selon une approche différente, entièrement statistique, à partir de l'ensemble des crues observées. Son programme procède comme suit :

- On sélectionne toutes les crues observées dont le débit maximum est supérieur à une valeur  $Q_0$  et on élimine de ces crues toutes les parties complexes, susceptibles de résulter d'une combinaison de formes simples : par exemple toute la partie postérieure au premier maximum lorsque deux maximums nettement séparés apparaissent.
- Lorsque toutes les crues étudiées ont été ramenées par affinité au même maximum, on dispose pour chaque pas de temps d'un ensemble de 30 à 40 points correspondant aux crues observées et on détermine alors le point correspondant au quartile inférieur de cette population. L'hydrogramme-type est obtenu en joignant tous ces points.

Cette méthode revient en pratique à considérer qu'un quart des crues observées ont une forme plus aiguë que l'H.T. parce qu'elles résultent d'averses partielles et que les trois autres quarts ont une forme moins aiguë parce qu'elles proviennent d'averses trop longues et non unitaires.

#### II.1.3. Précautions d'emploi

L'utilisation d'une trop longue période d'observation peut conduire à un trop grand volume de crues à traiter et si on veut restreindre le matériau d'étude à 30 ou 40 crues on est alors amené à relever anormalement le seuil  $Q_0$  de sélection des crues. A ce moment-là, on ne sélectionne que les fortes crues et on exclut les crues moyennes. Il est alors préférable de réduire la période d'étude, à cinq années par exemple. On peut constater que les hydrogrammes-type obtenus par cette méthode, sur le même bassin, mais sur deux périodes de temps successives qui ne se recoupent pas sont identiques. C'est un des rares cas, en hydrologie, où on ait à se plaindre d'un excès de mesures !

La figure 1 donne un exemple (Capesterre) des sorties produites par le programme.

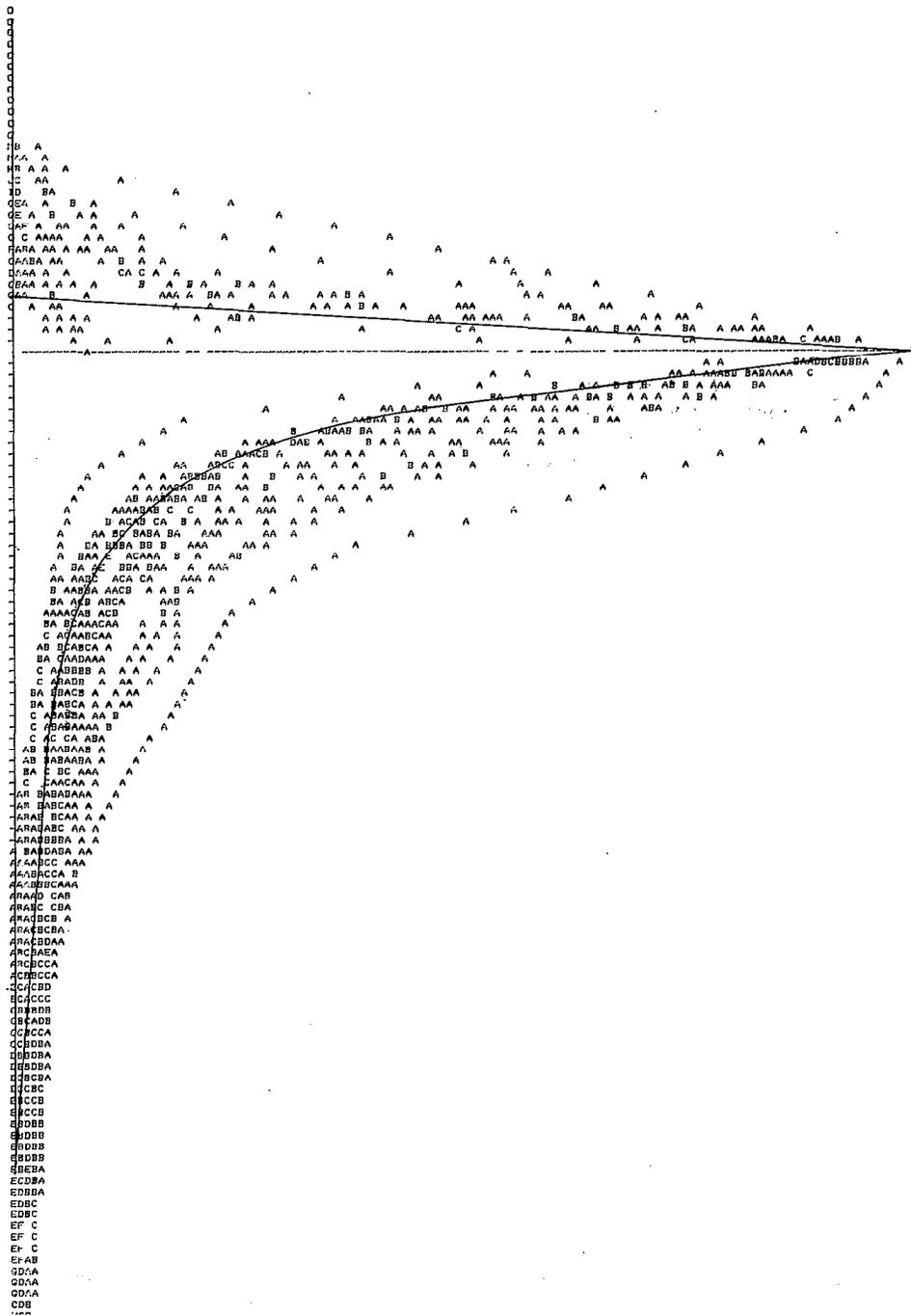


FIG. 1 - Détermination de l'hydrogramme-type par synthèse des formes simples de crues observées. Programme de P. Vauchel

#### II.1.4. Choix des paramètres de l'hydrogramme-type : temps caractéristique et $t_m$

Les paramètres habituels sont le temps de base de la crue  $t_B$ , le coefficient de forme  $K$  et le temps de montée  $t_m$ .

$$\text{On pose (Rodier) : } Q_{\text{moy}} = \frac{V}{t_B} = \frac{\text{Volume ruisselé}}{\text{temps de base}}$$

$$\text{et } \frac{Q_{\text{max}}}{Q_{\text{moy}}} = K \qquad Q_{\text{max}} = \frac{K}{t_B} \cdot V$$

Le coefficient  $K$  est commode car il permet de comparer l'agressivité des crues entre elles, par référence à une crue de forme triangulaire pour laquelle  $K = 2$ . Cependant, la détermination du temps de base est malaisée, surtout dans le cadre d'un traitement systématique sur un fichier informatisé, et, en posant :  $\theta = \frac{t_B}{K}$ , on peut ramener à deux paramètres principaux le nombre de paramètres de l'hydrogramme-type :

Le premier paramètre  $\theta$ , appelé « temps caractéristique de base » (Moniod, Chaperon) et qui vaut  $t_B/2$  dans le cas d'un hydrogramme triangulaire, est donc défini par la relation :  $\theta = \frac{V}{Q_{\text{max}}}$  (homogène à un temps).

Il permet d'obtenir  $Q_{\text{max}}$  à partir de  $V$  sans passer par le temps de base.

Le deuxième paramètre est le temps de montée  $t_m$ . Aux Antilles les hydrogrammes sont suffisamment aigus pour que l'on puisse assimiler la portion de l'hydrogramme correspondant à la montée en crue à une portion de droite tracée de façon à respecter le volume écoulé pendant la montée en crue et qui vaut alors :  $\frac{1}{2} t_m Q_{\text{max}}$ .

Avec ces deux paramètres,  $\theta$  et  $t_m$ , on peut positionner le maximum de la crue et tracer la décrue suivant une forme de son choix avec un volume de décrue égal à :  $V_x(1 - t_m/2\theta)$  et en se souvenant que  $K$  est ici très supérieur à 2. Le coefficient de forme joue alors un rôle très secondaire et il n'intervient que pour affiner la forme de la décrue.

Les valeurs de  $\theta$  et de  $t_m$  des hydrogrammes-type obtenues par la méthode précédente figurent dans le tableau II.

## II.2. CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES DES BASSINS VERSANTS

Le tableau I présente les paramètres hydromorphologiques obtenus sur 16 bassins versants antillais. Dans notre tableau, certains de ces paramètres, tels que  $\theta$ , ont des valeurs différentes de celles qui ont été publiées antérieurement. Les nôtres ne sont pas nécessairement meilleures que les précédentes mais elles sont plus homogènes entre les deux îles, comme nous l'avons déjà dit.

Ces bassins ont été choisis parce que les courbes d'étalonnage étaient à peu près fiables mais aussi parce qu'ils représentent un échantillonnage assez varié du point de vue de leurs caractéristiques physiques.

### II.2.1. Superficie

La superficie de ces bassins varie assez régulièrement de 2 à 130 km<sup>2</sup>, bien que la taille la plus fréquente se situe entre 8 et 14 km<sup>2</sup>.

Ces bassins sont représentés sur les cartes de la figure 2.

### II.2.2. Coefficient de Gravelius

Les bassins de Martinique sont dans l'ensemble assez ronds, mais, lorsqu'on y ajoute ceux de Guadeloupe, aux formes allongées parce que les rivières y empruntent de préférence de longues failles rectilignes, on obtient alors un ensemble de bassins aux formes variées avec un éventail de valeurs qui couvre presque toute la plage de variation de ce paramètre morphologique.

### II.2.3. Indice de pente $I_p$

Les bassins qui s'appuient sur les massifs montagneux présentent de fortes pentes et leur indice de pente de Roche varie entre 0,250 et 0,514.

On a rajouté à cet ensemble le bassin de la Ravine Gachet à Duval, de Grande Terre, qui est très plat, afin d'élargir la gamme des pentes. Les paramètres de Gachet à la route RN6 ne sont donnés qu'à titre indicatif car le temps de base de l'hydrogramme-type dépasse 24 heures.

TABLEAU I  
Caractéristiques physiques de 16 bassins antillais

G = Guadeloupe - M = Martinique - HI = Hyperhumide Insulaire - TT = Tropical de Transition

: :	: Alt :	S :	Kc :	Ip :	Kc-1,2 :	Ind. Clima :
: ILE: BASSINS :	:	:	:	:	S :	:
: G : DU PLESSIS	: 815	: 2,1	: 1,29	: 0,500	: 0,06	: HI
: G : GD CARBET	: 805	: 7,3	: 1,25	: 0,482	: 0,02	: HI
: G : LEZARDE	: 355	: 8,4	: 1,54	: 0,315	: 0,12	: HI
: G : PETITE PLAINE:	455	: 8,8	: 1,16	: 0,392	: -0,01	: HI
: G : CAPESTERRE	: 730	: 18,6	: 1,59	: 0,315	: 0,09	: HI
: G : VX. HABITANTS:	735	: 28,2	: 1,43	: 0,332	: 0,04	: HI
: G : PETITE GOYAVE	: 290	: 30,3	: 1,18	: 0,362	: 0,00	: HI
: G : PRISE D'EAU	: 405	: 54,3	: 1,22	: 0,289	: 0,00	: HI
: G : BOUCAN	: 290	: 130,	: 1,36	: 0,207	: 0,01	: HI
: G : DUVAL	: 46	: 14,4	: 1,39	: 0,074	: 0,05	: TT
: G : GACHET	: 30	: 63,8	: 1,23	: 0,075	: 0,00	: TT
: :	:	:	:	:	:	:
: M : PAQUEMAR	: 104	: 2,0	: 1,14	: 0,308	: -0,04	: TT
: M : ALMA	: 725	: 4,3	: 1,14	: 0,514	: -0,03	: HI
: M : GROS MORNE	: 410	: 13,0	: 1,15	: 0,360	: -0,01	: HI
: M : MADAME	: 217	: 14,3	: 1,23	: 0,281	: 0,01	: -
: M : SAUT BABIN	: 427	: 34,1	: 1,25	: 0,250	: 0,01	: HI
: M : SOUDON	: 295	: 62,5	: 1,35	: 0,238	: 0,02	: HI

TABLEAU II  
Paramètres des crues-types de 16 bassins antillais  
 $\theta$ ,  $t_m$  et  $t_B$  sont exprimés en minutes

: :	: :	: $t_m$ :	$t_m/\theta$ :	$t_B$ :	K :
: : Bassins :	$\theta$ :	$1/\theta$ :	:	:	:
: G : DU PLESSIS	: 47	: 0,021:	20	: 0,43	: 200 : 4,3 :
: G : GD CARBET	: 45	: 0,022:	30	: 0,67	: 250 : 5,6 :
: G : LEZARDE	: 78	: 0,013:	10	: 0,13	: 315 : 4,0 :
: G : PETITE PLAINE:	74	: 0,014:	35	: 0,47	: 305 : 4,1 :
: G : CAPESTERRE	: 82	: 0,012:	40	: 0,49	: 340 : 4,1 :
: G : VX. HABITANTS:	88	: 0,011:	20	: 0,23	: 340 : 3,9 :
: G : PETITE GOYAVE	: 84	: 0,012:	40	: 0,48	: 350 : 4,2 :
: G : PRISE D'EAU	: 95	: 0,010:	40	: 0,42	: 350 : 3,7 :
: G : BOUCAN	: 167	: 0,006:	100	: 0,60	: 710 : 4,3 :
: G : DUVAL	: 506	: 0,002:	240	: 0,47	: 1440 : 2,9 :
: G : GACHET	: 718	: 0,001:	340	: 0,47	: 1920 : 2,7 :
: :	:	:	:	:	:
: M : PAQUEMAR	: 65	: 0,015:	45	: 0,62	: 250 : 3,8 :
: M : ALMA	: 58	: 0,017:	50	: 0,95	: 255 : 4,4 :
: M : GROS MORNE	: 75	: 0,013:	60	: 0,80	: 360 : 4,8 :
: M : MADAME	: 97	: 0,010:	60	: 0,62	: 360 : 3,7 :
: M : SAUT BABIN	: 107	: 0,009:	75	: 0,70	: 450 : 4,2 :
: M : SOUDON	: 138	: 0,007:	70	: 0,51	: 520 : 3,8 :

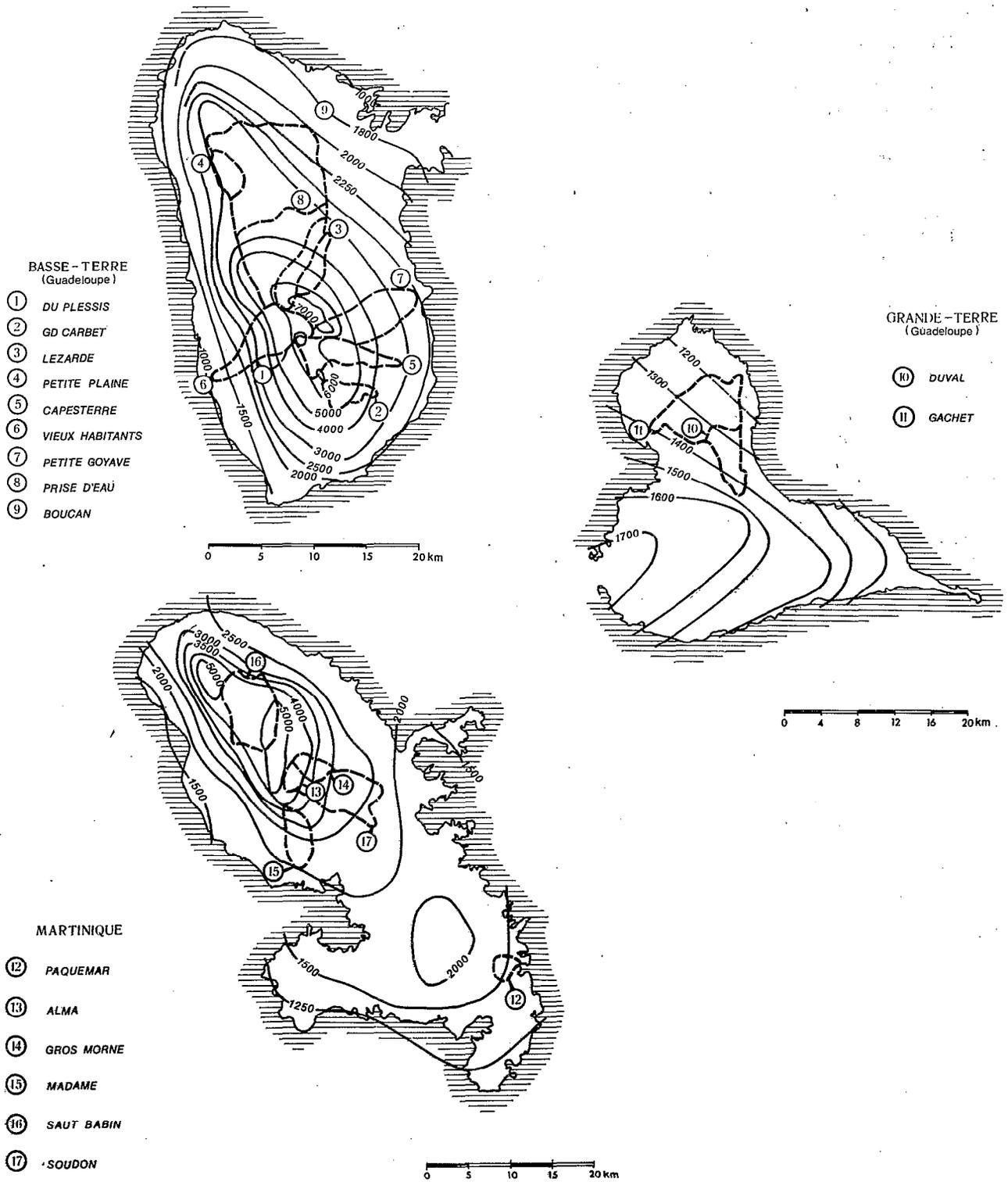


FIG. 2. - Situation des bassins versants et pluviométrie annuelle

### II.2.3.1. Liaison entre S et Ip

Il existe une liaison entre S et Ip dans tout système de relief homogène, mais cette relation varie d'un système à un autre. Sur ces bassins antillais, on obtient un coefficient de corrélation entre S et Ip de 0,82 dans le massif forestier montagneux, mais ce coefficient descend à 0,79 lorsqu'on inclut le bassin de Paquemar situé dans une zone de piémont et chute à 0,14 quand on introduit Duval situé sur le plateau récifal de Grande Terre.

### II.2.3.2. Représentativité de Ip

L'indice Ip est loin d'être parfait mais il semble cependant qu'il donne une information suffisante sur la pente moyennant certaines précautions.

Le terme du numérateur est parfait et traduit bien les variations hypsométriques du bassin.

Au dénominateur il y a L, la longueur du rectangle équivalent, paramètre tant critiqué.

- L dépend du coefficient de Gravelius Kc et on sait qu'il faut interpréter la mesure du périmètre du bassin soit en le stylisant pour se ramener à une échelle de référence, soit au contraire, dans certains cas, en rajoutant des incursions insolites du contour à l'intérieur du bassin (Dubreuil, 1966).

Mais il semble nécessaire de préciser, à un moment ou à un autre, la forme du bassin et Kc reste un coefficient de forme simple sinon rigoureux.

- Le rapport  $L/\sqrt{S}$  varie d'une façon discontinue suivant Kc.

\* Dans la plage la plus défavorable une variation de Kc de 1,12 à 1,20 entraîne sur Ip une variation de 20 %.

\* Une variation de Kc de 1,5 à 1,6 entraîne une variation sur Ip de 4 %.

### II.2.3.3. Additivité de Ip

On peut être parfois amené, pour des besoins de prédétermination des écoulements, à diviser grossièrement un bassin en sous-bassins, le long de lignes de niveau. Cette séparation est commode car elle va dans le sens des isohyètes et, dans ce cas, la somme pondérée des indices Ip partiels est égale à l'indice total c'est-à-dire que l'on a :

$$I_p = \sqrt{\alpha_1} I_{p1} + \sqrt{\alpha_2} I_{p2}$$

si  $\alpha_1$ ,  $I_{p1}$  et  $\alpha_2$ ,  $I_{p2}$  sont les pourcentages de superficie et l'indice de pente des deux sous-bassins 1 et 2.

C'est là l'avantage pratique du rectangle équivalent.

### II.2.4. Indice climato-végétal

La figure 2 permet de situer les bassins par rapport aux isohyètes interannuelles. Les bassins de Duval et Paquemar, situés sous des précipitations inférieures à 2 400 mm par an, ont été classés dans un complexe climato-végétal qualifié de « régime tropical de transition » pour se référer aux zones climatiques du continent africain.

La végétation établie sous ces précipitations doit en effet supporter trois à quatre mois de saison sèche qui devient très déficitaire, pendant un mois ou deux, au moment du « carême ». Elle est constituée de broussailles sèches et de savanes sèches.

Pour des précipitations supérieures à 2 500 mm la saison sèche, bien qu'assez marquée, est faiblement déficitaire, ce qui permet le développement d'une forêt humide. Le couvert végétal est cependant très différencié selon l'altitude. Entre 500 m et 1 000 m la forêt dense, composée de plusieurs strates de végétation, peut être assimilée à une forêt pseudo-équatoriale mais au-delà de 1 000 mètres la végétation, composée d'arbustes, est rabougrie et son aspect chétif est essentiellement lié à un excès des précipitations (> 6 000 mm).

Au-dessous de 500 mètres d'altitude la forêt mésophile, moins dense, laisse progressivement la place aux cultures vivrières et aux bananeraies.

Le complexe végétal qui recouvre les bassins d'altitude, très différencié selon l'altitude et le climat à fort gradient de précipitations, est typiquement insulaire. Il équivaut en moyenne, du point de vue de son incidence sur l'écoulement, à une forêt humide, mais vraisemblablement moins dense que la forêt équatoriale homogène. On le qualifie provisoirement d'hyperhumide insulaire. Si on voulait classer ce complexe végétal parmi les grands ensembles climato-végétaux des zones chaudes, il faudrait l'assimiler à un complexe de type « équatorial de transition ».

Le bassin de la rivière Madame, peu boisé, se trouve entre les deux types précédents.

## II.3. RÉSULTATS OBTENUS

### II.3.1. Relation $\theta = f(I_p)$

Nous avons choisi de représenter le temps caractéristique  $\theta$  en fonction de l'indice de pente  $I_p$  plutôt qu'en fonction de la superficie  $S$  parce que c'est la pente qui conditionne la rapidité de concentration des eaux, avec la rugosité superficielle. Ce dernier paramètre, lié à la végétation, est bien représenté par un indice climato-végétal.

On a reporté, sur le graphique de la figure 3, les valeurs de  $1/\theta$  en fonction de l'indice de pente  $I_p$ .

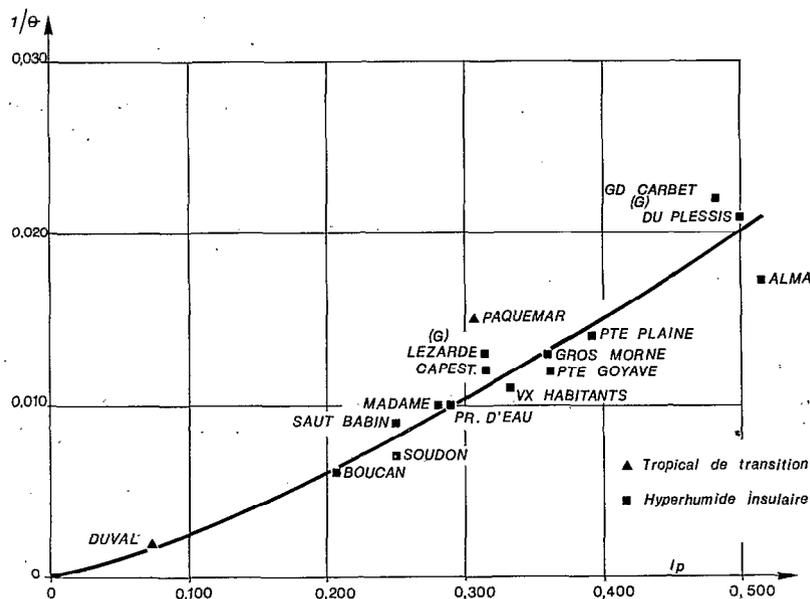


FIG. 3. - Relation  $\theta = f(I_p)$ .

On obtient une assez bonne corrélation entre ces deux paramètres.

Le point correspondant aux valeurs  $(I_p, 1/\theta)$  de Paquemar est situé au-dessus de la courbe de corrélation en raison de sa couverture végétale assez faible qui le distingue des autres bassins.

Le point correspondant à Alma se trouve en dessous, vraisemblablement aussi pour une question de végétation.

Pour ce qui concerne les autres points, les écarts par rapport à la courbe sont faibles mais on peut, si on veut, les expliquer par des influences secondaires : les grands bassins comme Boucan, Soudon, Prise d'Eau, Vieux Habitants seraient plutôt placés au-dessous de la courbe tandis que les bassins ayant un fort coefficient de Gravelius seraient plutôt au-dessus. L'influence de la forme du bassin est ici secondaire. Elle peut être cependant plus importante dans d'autres contextes de climat et de végétation et a bien été montrée par J. Rodier (Rodier et al., 1965).

Le temps caractéristique semble finalement, à première vue, presque indépendant de la surface et de la forme du bassin. Ce résultat se limite au contexte régional des petites Antilles mais est peut-être en partie extensible à d'autres bassins à couvert végétal forestier.

### II.3.2. Relation entre $t_m/\theta$ et $K_c$

Pour la Martinique, Moniod avait pu exprimer le rapport  $t_m/\theta$  en fonction de la superficie parce que  $K_c$  y est fortement lié à  $S$  mais en rajoutant les bassins de Guadeloupe on s'aperçoit que ce rapport est influencé par  $K_c$ . La corrélation représentée sur le graphique de la figure 4 n'est pas excellente mais il semble difficile de faire mieux. On aurait de toute façon du mal à expliquer les fortes différences du rapport  $t_m/\theta$  observées entre les bassins de Vieux Habitants et de Capesterre qui ont des formes et des superficies assez voisines.

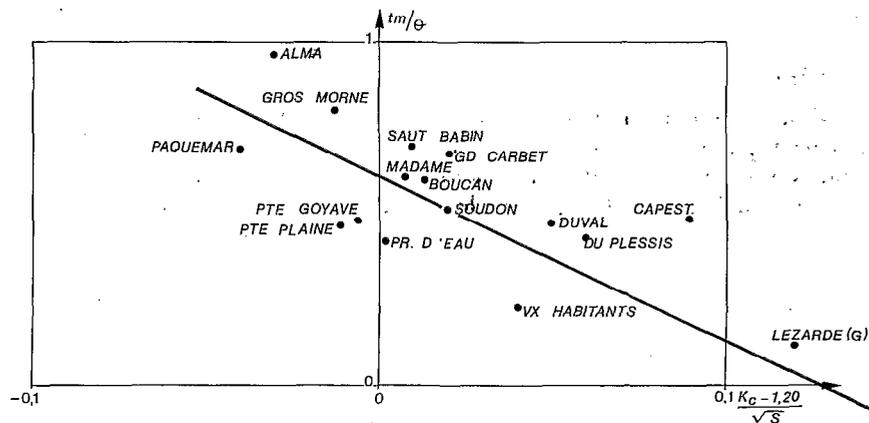


FIG. 4. - Relation entre  $tm/\theta$  et  $Kc, \sqrt{S}$   

$$tm = 0,6 \theta \left( 1 - \frac{77 Kc - 1,2}{\sqrt{S}} \right)$$

### II.3.3. Coefficient de forme K

Les valeurs indiquées dans le tableau 2.2.B ne sont peut-être pas très représentatives, le programme de Vauchel ayant peut-être tendance à laisser une traînée de crue qui augmente peut-être artificiellement le temps de base et donc la valeur de K. Ces valeurs sont néanmoins élevées.

On constate qu'elles tendent à diminuer avec la pente, à augmenter avec la valeur de Kc.

## III. ÉTUDE DE C ET DE C<sub>j</sub>

### III.1. DÉFINITION DES RAPPORTS C ET C<sub>j</sub>

On définit successivement :

- le rapport  $C = Q_{MAX}/Q_{24}$  : c'est le débit maximum rapporté au débit moyen d'une période de 24 heures découpée de façon à ce qu'elle débute à un nombre d'heures fixé, ici 6 heures, avant la pointe de la crue.

Le programme QMQJI effectue ce travail et calcule la valeur du rapport C pour toutes les crues dont le débit de pointe QMAX dépasse une valeur donnée Q<sub>0</sub>. On cherche sur une période de 24 heures un débit QMAX bien individualisé (ne coïncidant pas avec le premier ou le dernier débit de la période). On examine la période de 24 heures telle qu'elle vient d'être définie et on cherche s'il n'existe pas dans cette période un autre maximum QMM supérieur au précédent. Si c'est le cas on décale la période de 24 heures de façon à la recaler sur QMM et QMAX = QMM.

Le calcul de  $C = Q_{MAX}/Q_{24}$  n'est pas effectué si  $Q_{MAX} < Q_0$  ou si la période de 24 heures correspondante comporte une lacune.

- le rapport  $C_{j6} = Q_{MAX}/Q_{j6}$  où Q<sub>j6</sub> représente le débit moyen journalier pour une journée commençant à 6 heures du matin. Ce coefficient C<sub>jn</sub> est calculé par le programme QM qui est une variante du programme QMQJI.

La comparaison entre C et C<sub>j</sub> va permettre d'apprécier dans la distribution de C<sub>j</sub> la part aléatoire qui revient au mode de découpage de la période sur laquelle on calcule le débit moyen Q<sub>24</sub> ou Q<sub>j</sub>.

### III.2. COMMENTAIRES SUR LES VARIABLES QMAX ET Q24 OU Qj

#### Débit maximal de pointe

Il n'y a pas grand-chose à dire sur cette grandeur si ce n'est que les forts débits ne valent que ce que valent les courbes d'étalonnage et les courbes d'étalonnage en hautes eaux de toutes les stations utilisées ici ne sont que très approximatives, ne s'appuyant dans cette zone que sur un nombre restreint de jaugeages aux flotteurs seulement sur quelques-unes d'entre elles.

### Débit moyen en 24 heures

Il s'agit bien du débit global qui représente la somme des trois écoulements suivants :

\* Ruissellement pendant 24 heures quelle que soit la forme de la crue. Il peut d'ailleurs s'agir de la somme de deux crues ou de deux portions de crues nettement séparées. Mais dans le cas d'une crue simple la totalité de cette crue est contenue dans cette période de 24 heures car les temps de base de tous les bassins sont nettement inférieurs à 24 heures.

\* Le ressuyage apparent ou drainage oblique peut être important dans ces régions à forte pente. On suppose en effet que les cheminements obliques de subsurface, responsables du drainage oblique, augmentent avec la pente topographique du terrain.

Ce ressuyage n'est pas négligeable même pour les fortes crues et on a essayé de le prendre en compte entièrement dans le calcul de  $Q_{24}$  en plaçant le maximum de la crue à 6 heures après le début de la période. Dans l'optique qui nous intéresse, il est finalement naturel d'englober ce débit qui est imputable à la pluie  $P_j$  et d'en tenir compte dans l'établissement de la relation  $Q_j = f(P_j)$ .

\* Débit de base

Il faut distinguer entre le débit de base antérieur à la crue, induit par le bassin, que l'on peut estimer au plus à 10 mm/jour, et l'accroissement de débit de base produit par l'averse ayant provoqué la crue. Cette augmentation n'est pas non plus négligeable. On observe en effet après la période de ressuyage une phase de tarissement rapide (ou si l'on préfère de drainage rapide) qui restitue dans la journée un écoulement important.

## III.3. RÉSULTATS OBTENUS

### III.3.1. Comparaison de $C$ et de $C_j$

Avant d'essayer d'interpréter les résultats obtenus concernant les variations de  $C$ , il faut s'assurer que ces variations proviennent bien uniquement des variations de forme de l'averse et que le mode de découpage des débits en périodes de 24 heures, pour le calcul du débit moyen en 24 heures, ne vient pas y rajouter une dispersion supplémentaire de méthode.

La comparaison de  $C$  et de  $C_j$  montre que les valeurs correspondant à une même crue sont à peu près identiques, à 10 % près, quels que soient le bassin et la crue. Les valeurs de  $C_j$  sont toutefois légèrement supérieures aux valeurs de  $C$  correspondantes, ce qui est normal car le volume en 24 heures, calculé sur une période centrée sur le maximum de la crue, est généralement plus élevé qu'un volume qui serait calculé selon un découpage invariable.

On observe que les valeurs de  $C_{j0}$ , rapport du débit maximal au débit moyen journalier de 0 heure à 0 heure, sont également proches de  $C$  et de  $C_j$  pour une crue donnée.

Les variations de  $C$  observées résultent donc bien essentiellement des variations de la forme des précipitations en 24 heures.

### III.3.2. Examen global des variations de $C$

On a dessiné sur les graphiques des figures 5, 6 et 7 les variations de  $C$  en fonction de la variable  $Q_{max}$ . La dispersion des points sur certains bassins est considérable et on a parfois du mal à trouver une certaine logique dans les résultats.

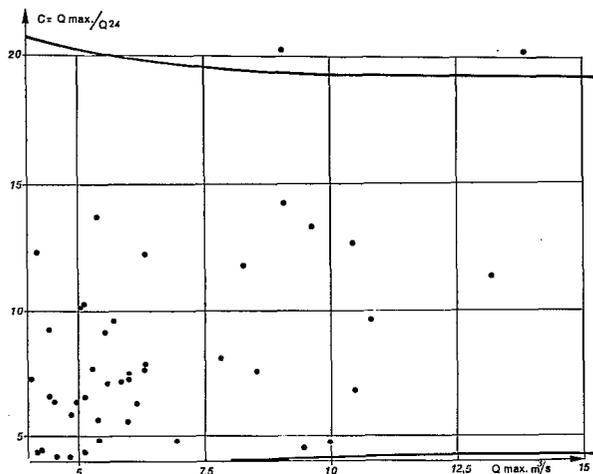
### III.3.3. Recherche d'enveloppes

Nous avons admis que les points correspondant aux couples de valeurs ( $Q_{max}$ ,  $C$ ) d'un même bassin versant pouvaient être contenus, dans l'ensemble, par deux enveloppes, supérieure et inférieure, qui englobent un assez large espace pour les faibles valeurs de  $Q_{max}$  mais qui tendent à se rejoindre progressivement pour les fortes valeurs de  $Q_{max}$ , délimitant un intervalle de variation des valeurs de  $C$  autour d'une valeur moyenne constante.

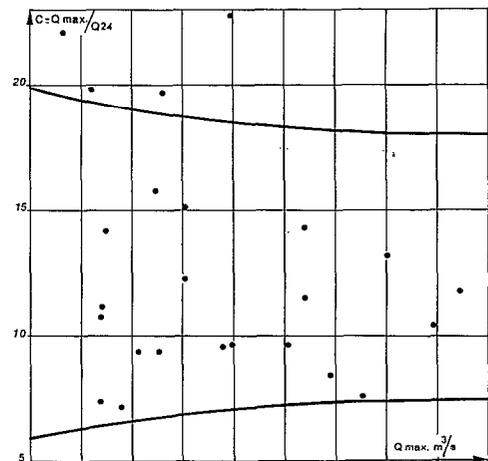
On peut donner des explications pour justifier l'allure de ces enveloppes :

- Pour l'enveloppe supérieure, on trouve dans la gamme des petits débits des crues partielles aux formes très aiguës qui produisent de fortes valeurs de  $C$ , mais les crues de ce type disparaissent progressivement lorsque  $Q_{max}$  augmente.
- Pour l'enveloppe inférieure, la proportion de débit de base dans le débit en 24 heures diminue au fur et à mesure que la crue est plus importante.

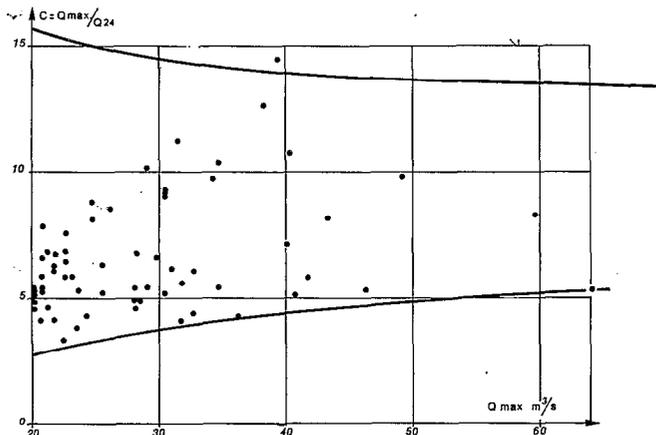
(G) GUADELOUPE (M) MARTINIQUE



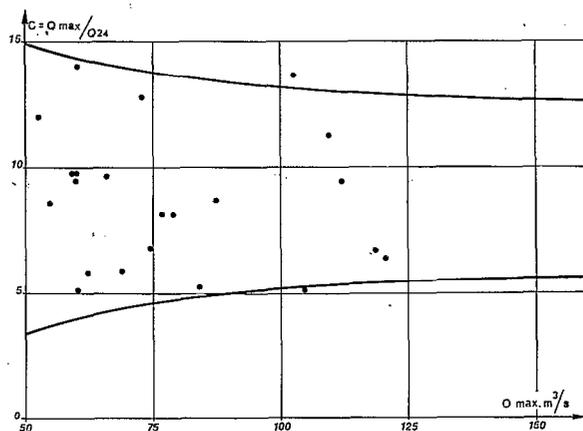
DU PLESSIS (G) S = 2,1 km<sup>2</sup> Ip = 0,500



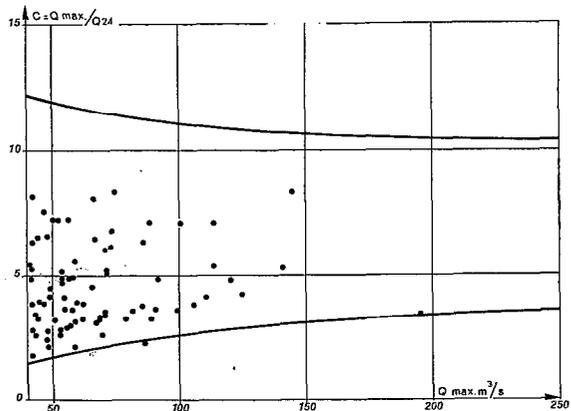
GRAND-CARBET (G) S = 7,3 km<sup>2</sup> Ip = 0,482



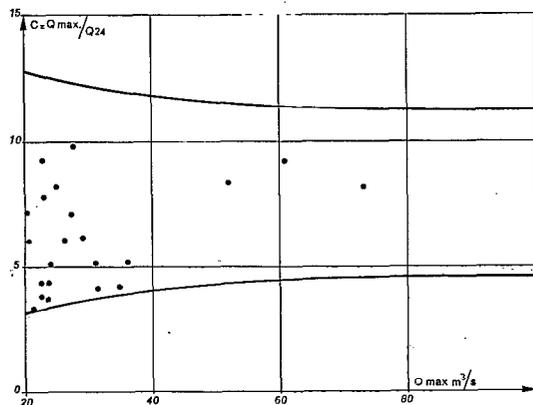
LA LEZARDE (G) S = 8,4 km<sup>2</sup> Ip = 0,315



GRANDE-RIVIERE à TRAVERSEE S = 14,4 km<sup>2</sup> Ip = 0,310



VIEUX-HABITANTS (G) S = 28,2 km<sup>2</sup> Ip = 0,332 (SV)



PETITE-PLAINE S = 8,8 km<sup>2</sup> Ip = 0,392 (SV)

FIG. 5. - Variations de  $C = Q_{MAX}/Q_{24}$  en fonction de  $Q_{MAX}$

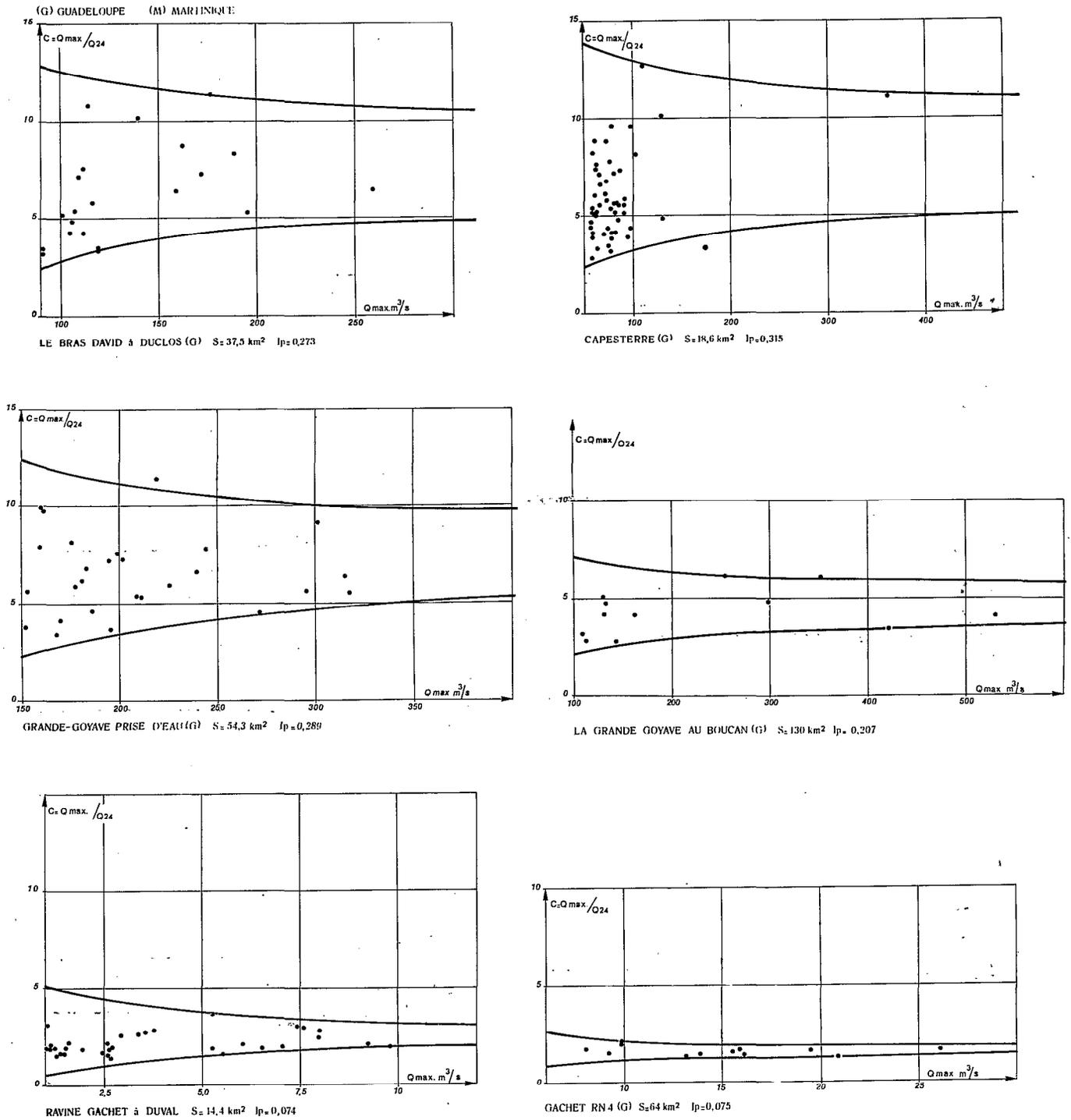


FIG. 6. - Variations de  $C = Q_{MAX}/Q_{24}$  en fonction de  $Q_{MAX}$

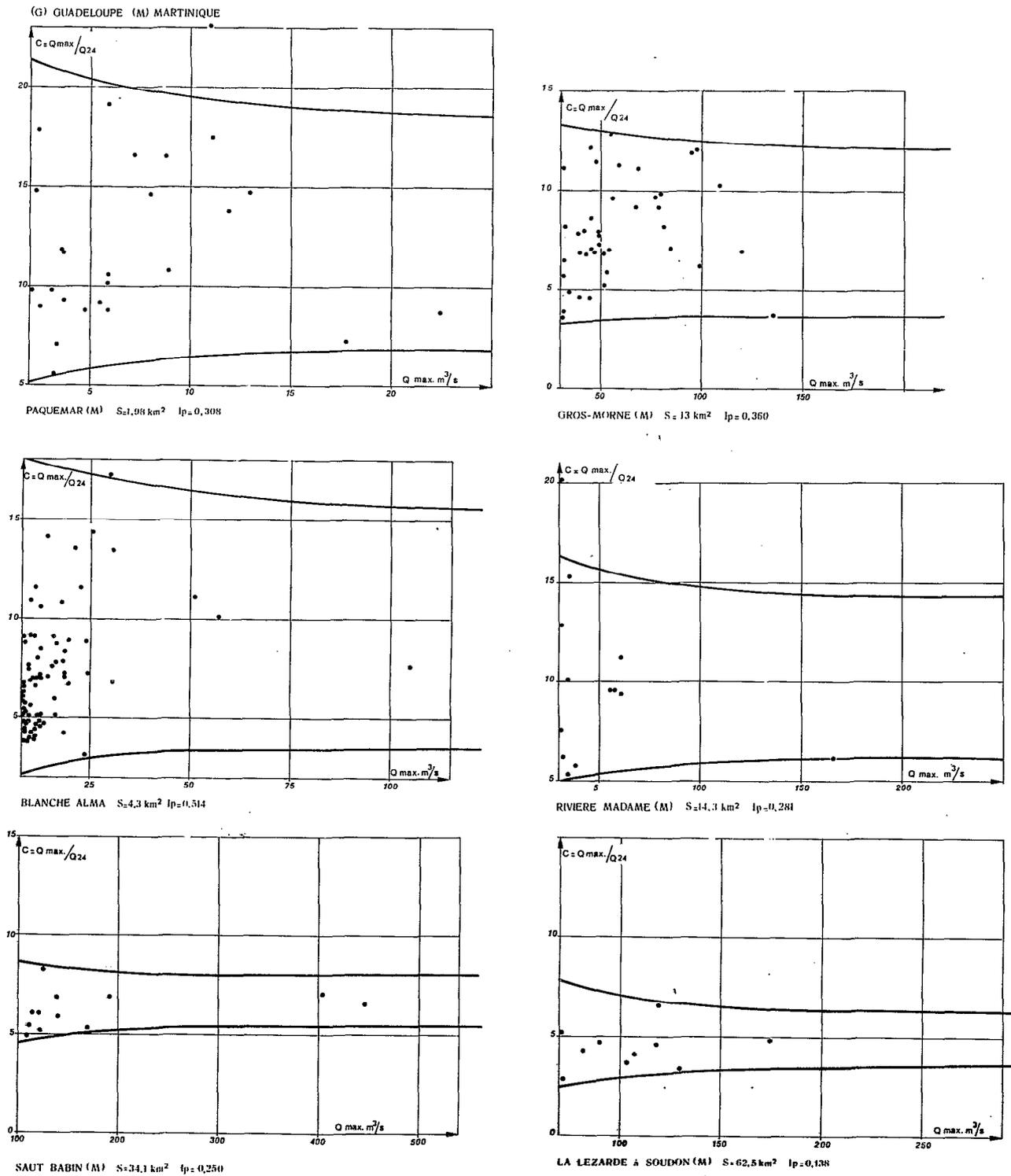


FIG. 7. - Variations de  $C = Q_{MAX}/Q_{24}$  en fonction de  $Q_{MAX}$

– Pour les deux enveloppes on admet implicitement que les averses productrices de très fortes crues ne sont pas vraiment quelconques, qu'elles sont massives et néanmoins assez longues et que leur forme est plus centrée et moins variable que la population de l'ensemble des averses. Cette impression subjective est plutôt en retrait par rapport à l'hypothèse théorique de départ faite au paragraphe I.2.1, selon laquelle la forme de l'averse était indépendante de la hauteur de pluie, mais cela ne change rien à notre analyse, entièrement empirique.

Les résultats observés semblent effectivement se contenter de cet arrangement. Cela est net pour les bassins à faibles variations de C (Soudon, Boucan, Saut Babin, Gachet, Duval) mais cela l'est moins pour les bassins qui présentent une forte dispersion des valeurs de C. Dans tous les cas il est assez rare, cependant, que la plus forte crue observée produise une valeur extrême, supérieure ou inférieure à toutes les autres. C'est le cas de Petite Plaine mais l'enregistrement de la crue du 20/11/69 est assez contestable. C'est aussi le cas à Du Plessis.

### III.3.4. Amplitude des variations de C

Elle est très différente d'un bassin à l'autre. Dans l'ensemble elle décroît en raison inverse de la superficie du bassin et en raison directe de l'indice de pente  $I_p$ . Ce résultat est logique : la crue du bassin est une réponse aux précipitations d'autant plus amortie que le bassin est vaste et que sa pente est faible. A la limite, dans le cas de Gachet par exemple, la réponse du bassin devient indépendante de la forme de l'averse. On précisera davantage ces observations au paragraphe suivant.

### III.4. ANALYSE QUANTITATIVE DES RÉSULTATS

Nous avons retenu les valeurs de C correspondant aux dix plus fortes crues observées, par leur débit maximal, et nous avons admis que cet échantillon était représentatif des variations de C pour les fortes crues.

Le tableau III donne la valeur moyenne établie à partir de ces 10 valeurs, la plus forte valeur observée  $C_{0,1}$ , qui correspond à la fréquence au dépassement empirique de 0,1, et la plus faible valeur dont la fréquence d'occurrence empirique est de 0,9.

TABLEAU III  
Valeurs de C et de  $C_j$  : Valeurs moyennes et extrêmes sur les 10 plus fortes crues

Bassins	S	Kc	Ip	C			Cj6		
				$C_{0,1}$	$C_{MOY}$	$C_{0,9}$	$C_{j0,1}$	$C_{jMOY}$	$C_{j0,9}$
DU PLESSIS	2,1	1,29	0,500	20,1	10,0	4,9	21,7	10,9	5,0
GD CARBET	7,3	1,25	0,482	14,5	10,2	4,4	14,2	10,6	5,6
LEZARDE	8,4	1,54	0,315	14,4	7,6	5,1	10,7	8,1	5,1
PETITE PLAINE	8,8	1,16	0,392	(10,8)	7,2	4,2	14,9	8,1	4,4
TRAVERSEE	14,4	1,65	0,310	13,9	8,4	5,4	-	-	-
CAPESTERRE	18,6	1,59	0,315	12,7	7,6	4,0	14,0	8,3	4,8
VX.HABITANTS	28,2	1,43	0,332	8,8	5,5	3,2	9,8	5,7	4,1
PRISE D'EAU	54,3	1,22	0,289	11,3	6,8	4,5	11,7	7,9	5,5
BOUCAN	130	1,36	0,207	6,1	4,6	2,7	-	-	-
DUVAL	14,4	1,39	0,074	3,0	2,2	1,7	-	-	-
GACHET	63,8	1,23	0,075	1,7	1,5	1,3	1,8	1,6	1,3
PAQUEMAR	2,0	1,14	0,308	23,9	14,0	7,3	26,7	14,5	7,3
ALMA	4,3	1,14	0,514	17,9	10,2	3,1	18,0	11,3	6,7
GROS MORNE	13,0	1,14	0,360	11,9	8,5	3,5	15,0	8,9	3,2
MADAME	14,3	1,23	0,281	15,3	9,0	5,4	15,9	9,2	4,5
SAUT BABIN	34,1	1,25	0,250	8,3	6,1	4,6	10,1	6,8	3,7
SOUDON	62,5	1,35	0,238	6,6	4,5	2,9	7,3	4,8	3,1

TABLEAU IV  
Valeurs de  $C_{0,1}$  —  $C_{0,9}$  et de  $C_{MOY}$  sur 17 bassins antillais

: Bassins	: S	: $I_p$	: $I_{p1}$	: $K_c$	: $C_{0,1}$	: $C_{0,9}$	: $C_{MOY}$	: $\theta$	: $\frac{C \times \theta}{c}$
								: min	: 1440
: DU PLESSIS	: 2,1	: 0,500	: 1,35	: 1,29	: 15,2	: 10,0	: 47	: 0,33	:
: GD CARBET	: 7,3	: 0,482	: 0,79	: 1,25	: 10,1	: 10,2	: 45	: 0,32	:
: LEZARDE(G)	: 8,3	: 0,315	: 0,49	: 1,54	: 9,3	: 7,6	: 78	: 0,41	:
: PETITE PLAINE	: 8,8	: 0,392	: 0,60	: 1,16	: 6,6	: 7,2	: 74	: 0,37	:
: CAPESTERRE	: 18,6	: 0,315	: 0,35	: 1,59	: 8,7	: 7,6	: 82	: 0,43	:
: VX HABITANTS	: 28,2	: 0,332	: 0,32	: 1,43	: 5,6	: 5,5	: 88	: 0,34	:
: PRISE D'EAU	: 54,3	: 0,289	: 0,21	: 1,22	: 6,8	: 6,8	: 95	: 0,45	:
: BOUCAN	: 130	: 0,207	: 0,11	: 1,36	: 3,4	: 4,6	: 167	: 0,53	:
: DUVAL	: 14,4	: 0,074	: 0,09	: 1,39	: 1,3	: 2,2	: 506	: 0,77	:
: GACHET	: 63,8	: 0,075	: 0,05	: 1,23	: 0,4	: 1,5	: 718	: 0,75	:
:	:	:	:	:	:	:	:	:	:
: PAQUEMAR	: 2,0	: 0,308	: 0,85	: 1,14	: 16,6	: 14,0	: 65	: 0,63	:
: ALMA	: 4,3	: 0,514	: 1,07	: 1,14	: 14,8	: 10,2	: 58	: 0,41	:
: GROS MORNE	: 13,0	: 0,360	: 0,47	: 1,14	: 8,4	: 8,5	: 75	: 0,44	:
: MADAME	: 14,3	: 0,281	: 0,35	: 1,23	: 9,9	: 9,0	: 97	: 0,61	:
: SAUT BABIN	: 34,1	: 0,250	: 0,22	: 1,25	: 3,7	: 6,1	: 107	: 0,45	:
: SOUDON	: 62,5	: 0,238	: 0,16	: 1,35	: 3,7	: 4,5	: 138	: 0,43	:

Les valeurs de  $C_j$  correspondantes, calculées sur certains bassins, figurent également dans ce tableau.

Certaines valeurs maximales de  $C$  dépassent 20. Cela veut dire que le débit maximal de la crue correspondante  $Q_{MAX}$  est 20 fois supérieur au plus fort débit en 24 heures possible incluant la pointe de crue. Les valeurs moyennes de  $C$  ( $C_{MOY}$ ) varient d'un bassin à l'autre de 1,5 pour Gachet à 14 pour le bassin de Paquemar. Dans l'ensemble, la valeur de  $C_{MOY}$  est d'autant plus élevée que la pente est forte et que la superficie est petite. Nous allons le voir au paragraphe suivant : la valeur moyenne de  $C$  ( $C_{MOY}$ ) est surtout liée aux caractéristiques propres au bassin : elle est représentative de la rapidité de réponse du bassin.

Les variations de  $C$  sur un même bassin autour de la valeur moyenne traduisent, pour leur part, l'effet de la forme de l'averse sur la forme de la crue.

### III.5. ÉTUDE DES VARIATIONS DE $C$ AUTOUR DE LA VALEUR MOYENNE $C_{MOY}$

Dans le tableau IV, on retrouve les caractéristiques physiques essentielles des bassins étudiés ainsi que les différences entre les deux valeurs extrêmes de  $C$  :  $C_{0,1}$  —  $C_{0,9}$  et les valeurs moyennes de  $C$  ( $C_{MOY}$ ).

#### III.5.1. Relation $C_{0,1}$ — $C_{0,9} = f(C_{MOY})$

On constate que l'amplitude de variation de  $C$ , représentée par l'écart entre les deux valeurs extrêmes, pour un bassin donné, est d'autant plus forte que la valeur de  $C_{MOY}$  est élevée. La figure 8 montre encore mieux ce phénomène.

Cela signifie que les formes de crues sont d'autant plus sensibles aux formes des averses que la réponse du bassin est rapide. Les variations de  $C$  sont du même ordre de grandeur que la valeur moyenne de  $C$ , et même plus importantes, dans le cas des petits bassins à réponse très rapide de Du Plessis et de Paquemar. C'est dire que la forme de l'averse intervient autant et même plus, dans la forme des crues, que les caractéristiques intrinsèques du bassin. Les variations de  $C$  deviennent inférieures à la valeur moyenne de  $C$  sur les bassins d'assez grande superficie ou de pente assez faible. Pour le bassin de la Ravine Gachet, par exemple, l'écart entre les valeurs extrêmes de  $C$  n'est que de 0,4.

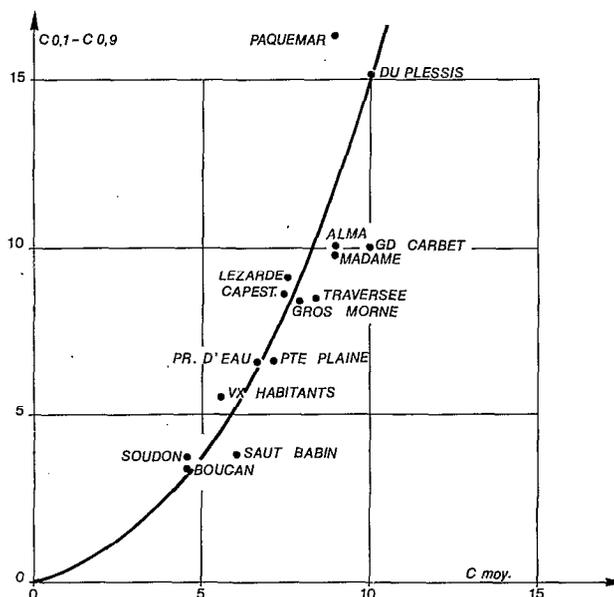


FIG. 8. — Variations de C autour de la valeur moyenne CMOY. Relation  $C_{0,1} - C_{0,9} = f(CMOY)$ .

Ce résultat nous paraît tout à fait normal. On peut, si on n'a pas peur des images grossières, comparer un bassin à une casserole percée d'un trou ; le diamètre du trou serait plus ou moins proportionnel à la pente du bassin tandis que la largeur de la casserole serait en liaison directe avec la surface du bassin. Plaçons la casserole sous un robinet, qui représente le débit d'entrée de la pluie : le débit qui sort par le trou est d'autant plus proche du débit entrant que le trou est plus grand et que la casserole est plus étroite. Si on prend maintenant une casserole plus large, on va avoir un léger stockage d'eau qui entraîne un amortissement de la réponse au débit d'entrée et cet amortissement sera d'autant plus fort que le débit stocké sera élevé, c'est-à-dire que la casserole sera plus large et le trou du fond plus étroit. A la limite, lorsque la casserole sera bien remplie, le débit sortant sera presque indépendant des variations rapides d'entrée du débit.

### III.5.2. Choix d'un indice de rapidité de réponse $I_{p1}$

L'amortissement du débit sortant du bassin sera faible si la réponse du bassin est rapide mais également si la superficie du bassin est petite. La pente du bassin est l'agent moteur du transfert. La superficie du bassin est liée à la capacité d'inertie du bassin. La rugosité, pour sa part, en relation avec la nature du couvert végétal, produit une force de frottement qui s'oppose à la force active de gravité.

Les indices géomorphologiques utilisés en hydrologie sont généralement choisis a priori, avant que l'on connaisse dans le détail les relations entre les effets hydrodynamiques et les causes physiques qui les produisent, et sans savoir si leur forme est adaptée aux phénomènes mis en cause. Toute la difficulté du choix d'un indice pour caractériser la rapidité de réponse réside dans le fait que la superficie et la pente interviennent simultanément en sens inverse dans le transfert, mais que ces deux variables sont déjà naturellement liées en sens inverse dans un certain contexte géomorphologique : il est toujours difficile de séparer avec précision l'influence de la superficie de celle de la pente.

L'indice que nous proposons ici doit permettre de caractériser la rapidité de réponse d'un bassin, pour un type de végétation donné. Nous l'avons essayé sur de nombreux bassins différents, autres que ceux de la série antillaise proposée ici et il semble donner des résultats acceptables. C'est :  $I_{p1} = I_p \left(\frac{25}{S}\right)^{0,4}$

La pente joue un rôle déterminant dans cette expression et la superficie prend l'allure d'un terme correctif. Nous aurons sans doute l'occasion de reparler de cet indice. Nous admettons, pour l'instant, que cet indice caractérise la rapidité de réponse des bassins étudiés.

### III.5.3. Relation $C_{0,1} - C_{0,9} = f(Ip1)$

La figure 9 représente les écarts entre les deux valeurs extrêmes de C, en fonction de l'indice Ipl. Elle montre que les variations de C sont directement liées à la rapidité de réponse du bassin. Il existe cependant une assez forte dispersion résiduelle dont on recherchera les causes, dans le paragraphe suivant, au moment de l'étude des variations de  $C_{MOY}$ .

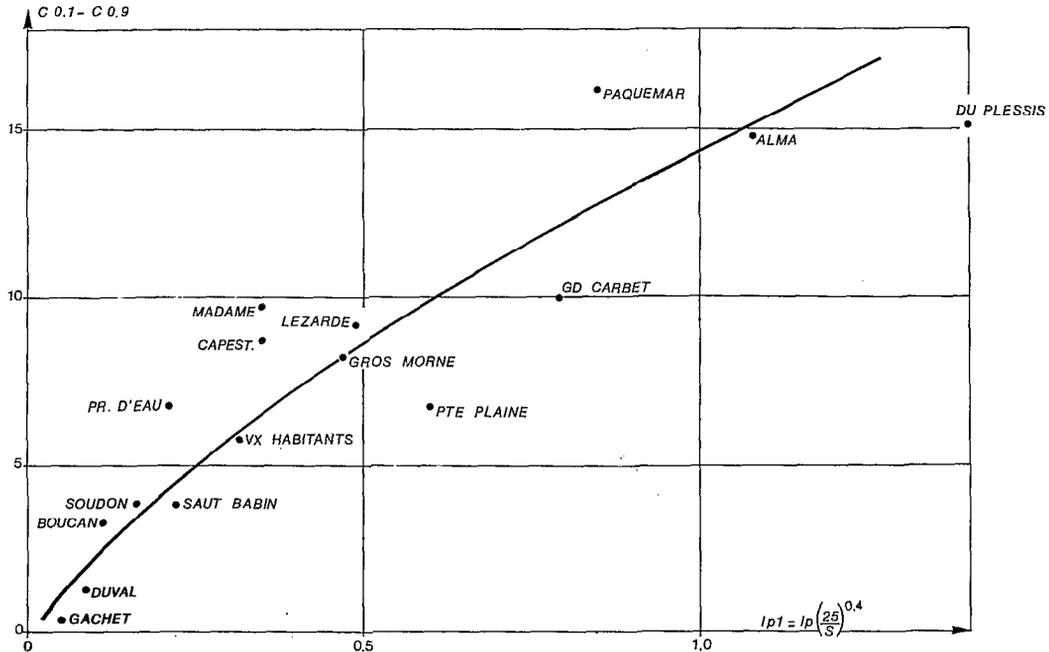


FIG. 9. - Variations de C, autour de la valeur moyenne  $C_{MOY}$ . Relation  $C_{0,1} - C_{0,9} = f(I_{p1})$ .

### III.6. ÉTUDE DES VARIATIONS DE $C_{MOY}$

Les variations du rapport  $C_{MOY}$  sont assez complexes et sont influencées par une multitude de variables dont certaines sont liées aux caractéristiques physiques du bassin et d'autres à l'environnement climatique dans lequel il se trouve.

*Nous nous proposons d'explicitier ces variations, au niveau des Antilles, ce qui nous entraîne à des digressions régionales, mais nous le faisons dans l'optique globale de la compréhension des phénomènes de formation des crues, plutôt que dans celle de l'étude des crues aux Antilles, dont l'intérêt est finalement assez limité. Le fichier des débits antillais ne sert que de support pour aboutir aux conclusions générales du paragraphe suivant.*

La figure 10 représente les valeurs de  $C_{MOY}$  de chaque bassin en fonction de l'indice  $I_{p1} = I_p \times (25/S)^{0,4}$  qui caractérise, selon nous, la rapidité de réponse du bassin. On voit que la valeur de  $C_{MOY}$  de chaque bassin est nettement liée à  $I_{p1}$ . Elle est de l'ordre de 10 pour les bassins à réponse très rapide et voisine de 1 pour les bassins plats d'assez grande superficie, comme Gachet à RN6.

La dispersion des points s'explique en partie par des variations liées à des influences secondaires : il y a les paramètres secondaires qui interviennent dans le transfert et qui expliquaient déjà en partie les écarts à la courbe des points de la figure 3, comme par exemple la forme du bassin, et il y a également des paramètres qui font entrer en jeu le mode de production des écoulements : allure moyenne des précipitations et perméabilité du bassin.

#### III.6.1. Influence du climat : allure moyenne des précipitations

Les bassins d'altitude de la côte au vent : Boucan, Soudon, Saut Babin, Prise d'Eau, Capesterre, Lézarde de Guadeloupe, Gros Morne, occupent sur ce graphique une position élevée tandis que les bassins sous le vent de Petite Plaine, Vieux Habitants et Du Plessis se retrouvent en position basse. Les bassins d'altitude d'Alma et

de Grand Carbet occupent une position intermédiaire. Le point correspondant au bassin de Paquemar de faible altitude, situé sur le flanc au vent, occupe pour sa part une position très élevée.

On voit que les réactions des bassins, du point de vue des valeurs de  $C_{MOY}$ , dépendent de leur situation géographique et de leur exposition : bassins « au vent », bassins d'altitude, bassins « sous le vent ». Les valeurs de  $C_{MOY}$ , calculées à partir de la valeur du débit journalier, dépendent de l'allure moyenne des précipitations qui dépendent elles-mêmes de l'exposition et donc, en définitive, du climat.

Ce rôle joué par le climat était inattendu mais nous pouvons lui donner une explication assez simple.

Les climats antillais sont un manteau d'Arlequin ; les deux îles sont balayées en saison des pluies par des vents de secteur est fortement chargés de pluie. Les précipitations totales augmentent en qualité et en nombre lorsque l'altitude augmente. Les valeurs annuelles passent, sur le versant exposé à la pluie, de 2 500 mm à 6 000 mm aux points les plus élevés. Sur la côte sous le vent, les précipitations rediminuent jusqu'à atteindre 1 500 millimètres aux endroits les plus abrités.

Les séquences des fortes intensités ne suivent pas exactement la même loi : au fur et à mesure que la pluie tombe, les grains fortement chargés ont tendance à perdre de leur puissance et les pluies en montagne ou sur la côte sous le vent sont en moyenne plus régulières et mieux réparties tout au long de la journée que les pluies qui surviennent sur les versants fortement exposés, en bordure de littoral. Les écoulements produits par la pluie sont également plus étalés sur les versants abrités, pour une même hauteur de pluie.

On peut confirmer ces résultats par l'examen des courbes intensité-durée des précipitations. Le tableau V donne les valeurs des quantités moyennes de pluies précipitées pendant un certain pas de temps pour les pluies de hauteur journalière P de fréquence décennale. Ces valeurs ont été tirées des courbes intensité-durée établies par J. Guiscafré sur la Martinique et par G. Vuillaume sur la Guadeloupe à différents postes pluviographiques. Nous admettons que ces différentes valeurs sont comparables entre elles, bien que la qualité et la longueur des observations soient différentes d'un poste à l'autre.

TABLEAU V  
Hauteurs-intensités-durées pour une pluie de hauteur journalière décennale à différents postes pluviographiques aux Antilles

Code: Pays	Poste	p(45')	p(60')	p(120')	p(180')	p(360')	P(jour)
B	M : MORNE BELLEV.	74	101	146	167	201	210
S	M : STE CECILE	73	84	117	142	181	200
D	M : DOMINANTE	66	78	100	116	151	170
L	M : LAMENTIN	69	74	87	100	144	170
R	G : RAIZET	62	71	90	100	116	153
P	G : PARNASSE	57	68	87	104	132	194
PP	G : PETITE PLAINE	49	57	79	90		179

Le rapport de la pluie en 1 heure à la pluie journalière vaut 0,48 au poste bien exposé de Morne Bellevue. Il vaut 0,46 au poste de Dominante, situé en altitude à la Martinique, légèrement sous le vent. Il vaut à peu près la même valeur aux postes de faible altitude de la côte au vent de Raizet en Guadeloupe et de Lamentin, mais qui sont légèrement abrités. Ce même rapport passe à 0,43 pour le poste de Sainte-Cécile, poste d'altitude sous le vent, et il descend à 0,35 et à 0,32 pour des postes très abrités comme Parnasse et Petite Plaine en Guadeloupe, qui sont représentatifs de la côte sous le vent de Guadeloupe. On ne dispose pas de poste très exposé, en plein flanc de la côte au vent, dans une situation analogue à celle du bassin de Paquemar, mais ce rapport y dépasse probablement la valeur de 0,48 obtenue à Morne Bellevue.

### III.6.2. Influence de la perméabilité des bassins

La perméabilité des bassins intervient aussi vraisemblablement. Les écoulements de base, renforcés sur les bassins perméables, grossissent les débits journaliers moyens au détriment du ruissellement et donc du débit maximal.

Les roches aux Antilles sont constituées de matériaux de provenances variées : elles peuvent être d'origine volcanique et sont compactes, dans le cas, par exemple, des coulées de lave massive, ou poreuses dans le cas de cendres et de lapillis. Les marnes et les calcaires récifaux rencontrés dans les régions à faible altitude sont de formation

marine. Ces matériaux ont subi une évolution fortement différenciée selon l'altitude et les précipitations. Ils ont été fortement dégradés en altitude et ont donné naissance à des sols très lessivés, ferrallitiques ou oxysols, ferrallitiques sur les formations plus anciennes du nord-ouest de la Basse-Terre en Guadeloupe. Les matériaux plus calcaires et moins arrosés de Grande-Terre ont produit des sols vertiques argileux et imperméables mais l'épaisseur de ces sols est variable et l'imperméabilité du bassin n'est assurée que si l'épaisseur des sols imperméables est suffisante. Le bassin de Paquemar est plutôt imperméable tandis que les bassins de Gachet à Duval et au pont RN4 sont plutôt perméables car les sols y sont habituellement squelettiques sur la périphérie, alors que la présence dans la partie centrale de terrains très argileux, consacrés à la culture de la canne à sucre, pourrait faire croire le contraire.

### III.6.3. Relation $C_{MOY} = f(Ip1)$ (fig. 10)

L'influence du climat dans la formation du débit de pointe QMAX va être précisée dans le paragraphe suivant. On voit pour l'instant que les variations de  $C_{MOY}$  sont bien explicitées. La position très marginale du point correspondant au bassin de Paquemar s'explique en particulier par une exposition au vent particulièrement favorable du bassin, ses sols imperméables, et la pauvreté relative de son couvert végétal, réduit à l'état d'une végétation de broussailles sèches adaptée au climat local, à saison sèche assez accusée, et que l'on peut apparenter à un climat « tropical de transition ». Une végétation plutôt claire et des sols assez peu perméables expliquent également la relative marginalité de la valeur de C observée sur la rivière Madame.

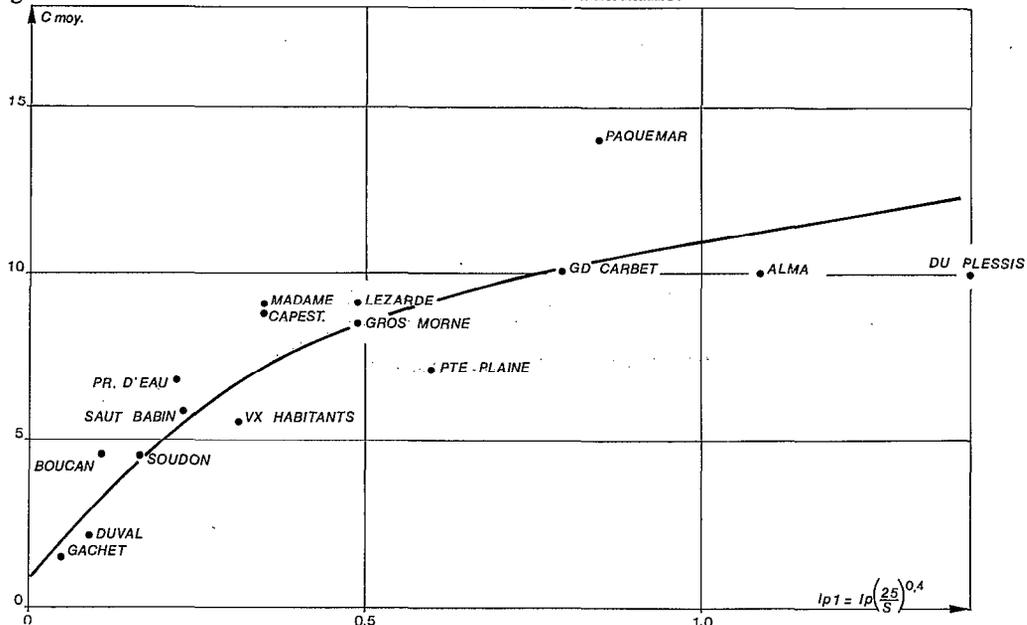


FIG. 10. - Variations de  $C_{MOY}$ . Relation  $C_{MOY} = f(Ip1)$ .

### III.7. ÉTUDE DES VARIATIONS DE $c = \theta C_{MOY}/1440$

Nous allons essayer de réduire au mieux, dans les variations de la valeur du rapport C, l'influence des caractères spécifiques pente, végétation du bassin et de renforcer l'effet du climat. Nous nous proposons d'étudier, pour cela, les variations de la variable normée c, rapport de  $C_{MOY}$  à l'inverse du temps caractéristique  $\theta$ .

La formule du paragraphe II.1.4. qui a servi à définir le temps caractéristique du bassin  $\theta$  donne un premier débit maximal QMAX2 :

$$QMAX2 = V / \theta \quad (1)$$

qui est le débit produit par le bassin par une crue unitaire de volume V correspondant à une pluie P, à condition que cette pluie soit unitaire, c'est-à-dire de courte durée.

Le débit QMAX1 observé dans un certain contexte climatique, avec une forme d'averse moyenne et typique des fortes averses du lieu, et donc du climat, s'écrit, pour sa part :

$$QMAX1 = C_{MOY} \times Q24 \quad (2)$$

Le rapport  $c = Q_{MAX1}/Q_{MAX2}$  donne l'amortissement sur le débit maximal induit par une forme d'averse moyenne typique du climat du lieu

$$c = \frac{Q_{MAX1}}{Q_{MAX2}} = \frac{C_{MOY} \times Q_{24} \times \theta}{V} \quad (3)$$

Pour des crues dont le temps de base est inférieur à 24 heures, le volume en 24 heures, sur une période centrée, est égal à  $V$ , si on néglige l'écoulement de base qui représente au plus 15 mm, ce qui est faible par rapport aux 200 millimètres de l'averse décennale.  $Q_{24}$  est égal alors à  $V/86400$  ou  $V/1440$ , si  $\theta$  est exprimé en minutes. La formule précédente s'écrit alors :

$$c = \frac{Q_{MAX1}}{Q_{MAX2}} = \frac{C_{MOY} \times \theta}{1440}$$

Les valeurs de  $c$  ont été calculées dans le tableau IV. On voit que ces valeurs de  $Q_{MAX1}/Q_{MAX2}$  sont assez faibles. Elles varient de 0,32 sur les bassins d'altitude à fortes pentes à 0,77 sur les bassins de plaine fortement exposés aux vents. La figure 11 donne les variations de ce rapport en fonction de l'indice de rapidité de réponse  $I_{p1}$ . Le rapport  $c$  apparaît fortement influencé par le climat et, dans une moindre mesure, par la perméabilité des bassins. On a des fortes valeurs pour le bassin de Paquemar, bien exposé aux vents humides et bassin imperméable. Les bassins plus perméables de Gachet en Grande-Terre, mais également exposés au vent, donnent des valeurs également élevées. Sur une autre ligne très au-dessous, on trouve les bassins d'altitude exposés au vent et assez perméables. Les bassins sous le vent d'altitude apparaissent enfin sur une ligne inférieure parce que les pluies y sont relativement plus étalées dans la journée.

Les valeurs de  $c$  décroissent lorsque la rapidité de réponse du bassin croît.

Le rôle de la perméabilité du bassin qui intervient dans la limite du débit de base ne suffit pas à expliquer les fortes différences qui existent entre le débit observé  $Q_{MAX1}$  et le débit qui serait obtenu si on appliquait à la pluie  $P$  l'hydrogramme-type. En fait le débit de pointe  $Q_{MAX1}$  n'est produit que par une fraction de l'averse  $P$  et une partie importante du ruissellement ne contribue pas au débit maximum de la crue, en raison de l'étalement, dans le temps, de la pluie. Cela est particulièrement vrai pour les bassins à réponse rapide.

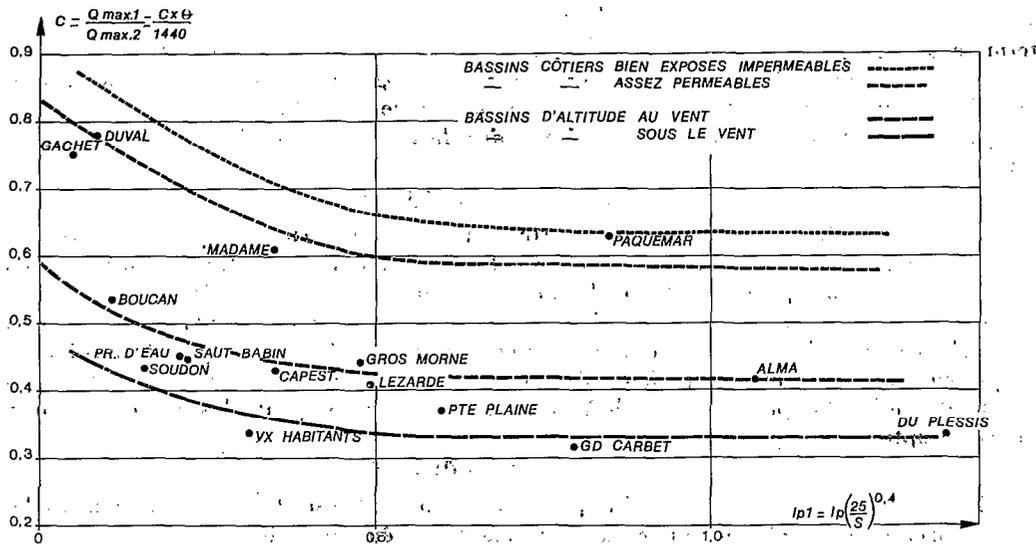


FIG. 11. - Influence de la forme de l'averse sur la forme de la crue

### III.8. RÉCAPITULATION

L'étude systématique de  $C$ , rapport du débit maximal au débit moyen, a permis de montrer l'influence de la forme de l'averse sur la forme de la crue sans avoir à faire intervenir des découpages entre différents types d'écoulement, plus ou moins contestables parce qu'ils reposent sur une sélection subjective des crues faite a priori par l'opérateur. Nous avons montré que les variations de  $C$  autour d'une valeur moyenne  $C_{MOY}$ , consécutives aux variations de forme de l'averse, peuvent être aussi importantes que la valeur moyenne sur des bassins à réponse rapide. Nous avons montré également que l'amortissement sur le débit de pointe de la crue induit par un certain étalement de la pluie tout au long de la journée, lié au climat du lieu, était important puisque les débits maximaux observés pouvaient être du tiers de ceux qui auraient été obtenus avec une crue unitaire de même volume.

Les variations du rapport C du débit maximal au débit moyen en 24 heures sont d'ailleurs intéressants en elles-mêmes parce qu'on peut être amené, dans certains cas, à prédéterminer les débits maximaux instantanés à partir des débits journaliers.

Ces variations sont cependant trop complexes pour qu'on puisse songer à établir une méthode simple de prédétermination des crues à partir de l'étude des variations de ce rapport : elles sont en effet liées à une multitude de facteurs. On retrouve ceux qui caractérisent habituellement la rapidité de transfert d'un bassin : rugosité de la végétation, pente, superficie, forme du bassin, mais il y a également des paramètres climatiques qui interviennent comme l'allure moyenne des précipitations.

La méthode de prédétermination globale que nous proposons dans le paragraphe suivant n'utilise pas le rapport C, mais elle est néanmoins directement inspirée par cette étude.

#### IV. MÉTHODE GLOBALE DE PRÉDÉTERMINATION DES DÉBITS MAXIMAUX

La méthode simplifiée globale proposée ici s'inspire de l'étude précédente. Elle est globale dans le temps parce qu'elle fait intervenir la quantité globale de pluie qui a contribué à la formation du débit de pointe de la crue, à partir de considérations sur la forme moyenne de l'averse, sans avoir recours à un découpage de la pluie en différentes fractions élémentaires ni à une méthode de recombinaison des différents écoulements élémentaires produits. Elle est particulièrement adaptée aux bassins dont la réponse à la pluie est rapide, avec un temps de base de la crue bien inférieur à 24 heures, et dans des régions humides.

Reprenons l'équation (3) du paragraphe précédent :

$$Q_{MAX1} = c \times Q_{MAX2}$$

En introduisant le temps caractéristique  $\theta$  par la formule du paragraphe II.1.4., on a :

$$Q_{MAX1} = c \times V / \theta \quad (4)$$

Le terme  $c \times V$  peut être considéré comme la fraction du volume de la crue qui contribue à la formation du maximum de crue dans la logique de la technique de l'hydrogramme-type. Cela revient à dire que  $Q_{MAX1}$  est le débit obtenu en appliquant l'hydrogramme-type au volume  $c \times V$ .

Le volume ruisselé  $V$  d'une forte crue dont le temps de base était inférieur à 24 heures peut s'écrire sous la forme (1) :

$$V = (a \times P - FJ) \times S$$

$P$  est la pluie journalière ponctuelle,  $a$  est l'abattement,  $FJ$  est la capacité de percolation moyenne journalière dont l'étude des variations a été entreprise dans l'article II. La capacité  $FJ$  peut être considérée comme constante (2) pour un bassin donné et indépendante de la pluie  $P$  si la pluie  $P$  est assez élevée.

Pour que la crue de volume  $c \times V$  soit unitaire, il faut que la pluie correspondante le soit. On a admis jusqu'à présent qu'il fallait que sa durée soit inférieure au temps de montée de la crue-type du bassin. Comme le temps caractéristique constitue une limite supérieure de  $t_m$ , on admettra que ce temps caractéristique est la dernière limite, dans l'optique la plus pessimiste, au-delà de laquelle la pluie ne peut plus contribuer au maximum de la crue. Dans cette optique :

$$c \times V = (a \times p(\theta) - fj) \times S$$

$p(\theta)$  est la fraction des plus fortes intensités pendant le temps  $\theta$  lue sur les courbes régionales d'intensité-durée,  $fj$  est la capacité de percolation sur le bassin pendant la même période.

Comme l'infiltration n'est pas proportionnelle au temps, on admettra que  $fj$  est une fraction de  $FJ$  au pro-rata des pluies  $p(\theta)/P$  et non pas proportionnelle au temps.

Et la formule (4) devient alors, si on se ramène au débit spécifique  $q_{max} : (Q_{MAX1}/S)$

$$q_{max1} = \frac{a p(\theta) - p(\theta)/P FJ}{\theta} \quad (5)$$

(1) La formule la plus générale serait :  $V = (aP - CJ)$  où  $CJ$  est la capacité d'absorption (voir article II).  $CJ = FJ + D$  où  $D$  est le déficit moyen initial dans l'horizon végétal. Dans les pays humides  $CJ = FJ$  car le déficit initial est à peu près nul. L'état initial moyen est à peu près l'état au champ.

(2) L'article II précise les conditions sur la pluie pour qu'on puisse considérer constante la capacité d'infiltration  $FJ$ . Cette condition est satisfaite lorsque  $P > FJ/(1-q)$ ,  $q$  étant le coefficient d'écoulement rapide.

qui permet de calculer le débit maximum d'une certaine fréquence donnée à partir :

- du temps caractéristique  $\theta$  du bassin étudié ;
- de la capacité de percolation journalière du bassin FJ ;
- de la pluie  $p(\theta)$  de même fréquence tombée pendant la durée du temps caractéristique ;
- de la pluie journalière de même fréquence ;
- de l'abattement régional, caractéristique climatique qui donne la pluie moyenne sur une certaine superficie en fonction de la pluie ponctuelle.

Remarque : rattachement à la formule C I A

Si on met  $a p(\theta)$  en facteur dans la formule (5), on obtient :  $q_{max1} = a i(\theta) (1 - FJ/aP)$

On retombe sur la formule rationnelle C I A où A est égal à 1 puisqu'on travaille ici sur des débits spécifiques et en prenant comme temps de concentration le temps caractéristique  $\theta$ . Le coefficient de ruissellement est ici égal à :  $C = 1 - FJ/aP$

L'utilisation de cette formule rationnelle était rendue difficile par une mauvaise définition du temps de concentration considéré comme le temps nécessaire pour que les écoulements produits au point le plus éloigné du bassin se rendent à l'exutoire. Cette définition correspondait au temps de base de l'hydrogramme-type. Les utilisateurs anglo-saxons de cette formule ont pris l'habitude de prendre comme valeur de  $T_c$  le temps de montée de l'hydrogramme-type (minimal time of rise of a flood hydrograph). La valeur la plus rationnelle du temps de concentration  $T_c$  de cette formule rationnelle semble être le temps caractéristique  $\theta$ .

#### IV.1. APPLICATION AUX ANTILLES

##### IV.1.1. Évaluation de l'abattement

Dans des régions aussi montagneuses que les Antilles, avec des effets orographiques aussi importants que ceux que l'on a décrits, on peut présumer un abattement important entre la pluie ponctuelle et la pluie moyenne d'un bassin versant.

Le réseau pluviométrique de base, insuffisant, se prête mal à une étude systématique de l'abattement. Les postes pluviométriques sont le plus souvent installés dans les petites plaines côtières, à des altitudes généralement inférieures à 200 mètres, et les précipitations d'altitude sont mal contrôlées.

Une étude hydrologique de bassins versants emboîtés va cependant nous permettre d'évaluer l'abattement sur des bassins assez grands, jusqu'à 130 km<sup>2</sup>, aux Antilles. Elle porte sur la rivière de Grande Goyave en Guadeloupe (Klein, 1977). Pendant les trois années de campagne, de 1973 à 1975, on avait renforcé sur ces bassins le dispositif de mesure de la pluie et on avait pu mesurer un certain nombre de pluies journalières importantes. Le tableau VI donne les valeurs de l'abattement, pour ces pluies journalières, sur le bassin de Prise d'Eau de 54 km<sup>2</sup> et pour le bassin Aval de Boucan d'une superficie de 130 km<sup>2</sup>.

TABLEAU VI  
Évaluation de l'abattement aux Antilles. Bassin de Grande Goyave

: superficie	:	54 KM2	:	130 KM2	:								
:Date des pluies:	PMax	: Pmoy	:	a	: PMax	: Pmoy	:	a					
:	12 / 6 / 73	:	98	:	78,2	:	0,80	:	98	:	64,0	:	0,66
:	15/ 8 / 73	:	190	:	135,0	:	0,71	:	190	:	121,0	:	0,64
:	31/ 8 / 74	:	191	:	164,0	:	0,86	:	191	:	141,0	:	0,74
:	20/ 5 / 75	:	143	:	86,0	:	0,60	:	143	:	65,0	:	0,46
: Val. moyennes:		:	0,74	:		:	0,63	:		:		:	

Les deux valeurs moyennes obtenues prennent en compte à la fois l'abattement proprement dit, terme aléatoire résultant de l'hétérogénéité spatiale de l'averse, mais également l'effet systématique du gradient de précipitations imputable au relief. Les valeurs de l'abattement proprement dit retenues sont de 0,75 pour Prise d'Eau et 0,70 pour Boucan.

Avec ces deux valeurs et celle de 0,92 obtenue sur le bassin de la Traversée, de 14 km<sup>2</sup>, sur la même rivière, on peut tracer la courbe de l'abattement sur le bassin de la Grande Goyave et on admettra que cette courbe est valable pour les Antilles.

Les valeurs de l'abattement sur les pluies sont lues sur cette courbe pour chacun des bassins étudiés et figurent au tableau VII.

#### IV.1.2. Valeurs de $p(\theta)$ , P et de FJ

##### IV.1.2.1. Valeurs de $p(\theta)$ : représentativité des postes pluviographiques

Les valeurs de  $p(\theta)$  sont lues sur les courbes intensité-durée ; on prend la valeur de la pluie qui correspond à l'intervalle de temps  $\theta$  pour la fréquence de la récurrence choisie.

Le pluviographe de Morne Bellevue est bien situé pour représenter les bassins d'altitude très exposés au vent. Mais l'échantillon des mesures recueillies à ce poste l'est moins : les mesures portent sur une période relativement courte très riche en épisodes pluvieux exceptionnels et les courbes intensité-durée établies sur cette période donnent des résultats un peu trop forts. Nous avons choisi le poste de Sainte-Cécile pour représenter les bassins d'altitude au vent et les valeurs de  $p(\theta)$  du tableau VII pour ces bassins sont celles que l'on lit sur les courbes intensité-durée obtenues à Sainte-Cécile.

Les valeurs de  $p(\theta)$  utilisées pour les bassins côtiers de Grande Terre et de Paquemar sont fournies par le poste de Raizet.

La plus grande partie du bassin de Vieux Habitants est située en altitude sous le vent et nous avons affecté à ce bassin le poste de Dominante en Martinique.

Les précipitations sur les bassins très abrités de Petite Plaine et de Du Plessis sont, enfin, représentées par les postes pluviographiques qui équipaient ces bassins : Petite Plaine et Parnasse.

##### IV.1.2.2. Valeurs de P

Les valeurs des pluies journalières de fréquence classée proposées dans le tableau VII sont celles qui résultent des études statistiques des pluies journalières de 7 h à 7 h et non pas les valeurs centrées produites par l'analyse des intensités.

##### IV.1.2.3. Valeurs de FJ

Les capacités de percolation moyennes journalières ont été calculées dans l'article de l'étude de l'infiltration au pas de temps journalier.

On trouvait, pour cinq bassins étudiés, dont trois aux Antilles :

Grande Goyave	89 mm	Petite Plaine	56 mm
Prise d'Eau			
Petite Goyave	115 mm	Korhogo	70 mm
Lézarde (Mart)	86 mm	Tunisie	20 mm
Gros Morne		B.V.N.	

Aux Antilles les valeurs de FJ variaient, sur les bassins d'altitude, de 60 millimètres à 120 millimètres. On trouvait 70 millimètres sur des bassins moyennement perméables et à pentes fortes. D'après cette étude, en effet, les bassins en pente avaient des capacités de stockage souterraines plus faibles et se saturaient plus rapidement, ce qui entraînait une réduction de la capacité de percolation moyenne du bassin. Les valeurs les plus élevées étaient obtenues sur les formations anciennes du nord-ouest de la Basse-Terre très dégradées, dont les sols ont évolué en sols ferrallitiques, et sur des bassins à pente plus faible. Le cas-type est celui du bassin de Petite Goyave, mais la rivière de la Lézarde en Guadeloupe draine également ces formations, dans la partie aval de son bassin versant.

Pour chacun des bassins étudiés, nous avons évalué une valeur de FJ en fonction de la perméabilité présumée de ces bassins, décrite au paragraphe III.6.2. Sur les bassins d'altitude, la valeur-type la plus fréquente de FJ retenue est de 70 mm. Nous avons pris un peu plus pour les Lézarde (une en Martinique et une en Guadeloupe), un peu

TABLEAU VII  
Méthode globale de prédétermination des débits maximaux crues décennales et centennales aux Antilles

	PLUIE				DEBIT MAXIMAL						
	Bassins	$\theta$	a	FJ	DECENNALE	CENTENNALE	DECENNAL	CENTENNAL			
				$p(\theta)$	P	$p(\theta)$	P	qmax	qmax	qmax	qmax
								calc	obs	calc	obs
DU PLESSIS	47	0,98	70	59	194	90	290	13	12	23	28
GRAND CARBET	45	0,95	70	73	200	107	310	16	16	28	20
LEZARDE	78	0,94	90	100	200	155	310	10	10	21	11
PETITE PLAINE	74	0,94	60	68	170	95	287	9	8	16	18
CAPESTERRE	82	0,88	70	103	200	160	310	13	11	21	20
VX HABITANTS	88	0,83	70	90	170	150	290	7	10	17	17
PRISE D'EAU	95	0,75	90	106	200	175	310	6	8	14	12
BOUCAN	167	0,70	90	135	200	220	310	5	6	10	8
DUVAL	506	0,90	50	125	153	195	240	2	-	4	-
GACHET RN6	718	0,74	70	145	153	210	240	1	1	2	-
PAQUEMAR	65	0,98	20	78	153	110	240	17	-	26	-
ALMA	58	0,97	70	87	200	135	310	16	16	29	30
GROS MORNE	75	0,92	80	96	200	155	310	11	12	23	22
MADAME	97	0,90	60	98	170	158	250	9	-	18	-
SAUT BABIN	107	0,82	80	115	200	180	310	8	8	16	16
SOUDON	138	0,75	80	130	200	210	310	6	6	13	12

calc : à partir de la formule (5)

obs : à partir d'analyse statistique directe des valeurs observées

moins pour le bassin de la rivière Madame, un peu moins perméable. Nous avons pris la valeur assez faible de 20 mm sur le bassin imperméable de Paquemar : c'est celle que l'on avait trouvée sur le bassin BVN de Tunisie. La détermination de FJ est plus difficile sur les bassins de Grande-Terre de la Ravine Gachet, très hétérogènes ; la perméabilité du terrain dépend alors, en effet, de l'épaisseur de la couche de sol argileux. Ils sont plutôt perméables lorsque les sols sont squelettiques et deviennent très imperméables lorsque la couche de sols vertiques dépasse 60 cm. Nous avons finalement adopté, pour ces bassins, des valeurs moyennes de FJ de 50 mm.

#### IV.2. PRÉDÉTERMINATION GLOBALE DES CRUES DÉCENNALES ET CENTENNALES SUR LES BASSINS ÉTUDIÉS

Le tableau VII donne les différents éléments du calcul des débits spécifiques décennaux et centennaux pour chacun des bassins étudiés ; l'abattement a, les capacités d'infiltration FJ sont identiques pour les deux fréquences de récurrence. Les débits « calculés » par la formule (5) figurent également dans ce tableau et nous leur avons opposé des débits correspondants dits « observés » qui résultent d'un ajustement statistique des plus fortes crues observées sur ces bassins pendant la période d'observation, d'une durée de cinq à vingt ans.

Les valeurs des débits décennaux calculés sont très voisines des valeurs observées.

Les débits spécifiques centennaux calculés sont également proches des débits observés, sauf sur les trois premières stations, où on observe parfois des différences importantes. Les valeurs « observées » sont peu sûres. Il suffit que la période d'observation des débits soit assez courte et qu'elle présente peu d'événements importants pour que la valeur centennale obtenue par extrapolation de l'ajustement des valeurs observées soit fortement erronée. La faible valeur centennale du débit spécifique « observé » de la Lézarde s'explique difficilement en effet. D'un autre

côté les valeurs expérimentales de  $p(\theta)$  tirées des courbes intensité-durée aux pluviographes de Parnasse et de Petit-Plaine devraient peut-être être revues en hausse, toujours pour une question de non représentativité de la période d'observation. Les intensités représentatives de ce type de climat en situation très abritée resteraient cependant très inférieures à celles des postes bien exposés.

Pour résumer, on peut dire que les différences constatées entre les valeurs des débits spécifiques calculés par la formule (5) et ceux qui ont été obtenus par interprétation statistique des mesures effectuées sont dans l'ensemble faibles et plutôt imputables à une connaissance encore imprécise des régimes des précipitations et des cours d'eau qu'à un défaut de méthode.

#### IV.3. RÉCAPITULATIF

Les formes des crues, plus particulièrement celles des bassins à réponse rapide, sont influencées par la forme des averses et il est nécessaire de prendre en compte une forme moyenne d'averse, typique du climat, dans le calcul des débits de pointe des crues.

La méthode globale de prédétermination des débits maximaux proposée dans ce paragraphe, plus spécialement adaptée aux bassins à réponse rapide, donne de bons résultats sur la série de bassins étudiés qui réunit un grand nombre de comportements hydrologiques distincts. Ces bassins, bien que tous situés aux Antilles, constituent en effet un large éventail de bassins très différenciés par leur taille, leurs pentes, leur forme, leur environnement climatique et leur couvert végétal, avec des débits spécifiques centennaux qui varient de 2 à 30  $m^3/s/km^2$ .

#### V. MÉTHODE ANALYTIQUE DE PRÉDÉTERMINATION DES CRUES RARES

La méthode analytique, par opposition à la méthode globale, est une méthode qui calcule les débits, à partir d'une averse dont la forme a été précisée, par recombinaison des différents écoulements élémentaires produits sur les différents pas de temps. Cette méthode qui, il faut le préciser, reste néanmoins globale dans l'espace au niveau du transfert, fait distinctement la part des différents facteurs qui interviennent dans la constitution d'une crue : forme de l'averse, conditions initiales d'humidité, réaction spécifique du bassin.

La mise en œuvre est assez lourde mais la méthode est plus complète et permet de répondre à des questions plus complexes, d'ordre phénoménologique, ou faisant intervenir, par exemple, des hypothèses spécifiques sur la forme de l'averse. C'est une application de la fonction de production aux petits pas de temps de l'article précédent. Nous proposons de l'illustrer avec les deux bassins antillais qui avaient été étudiés aux petits pas de temps dans cet article et pour lesquels on a tous les paramètres qui interviennent sur le ruissellement.

Nous rappelons les différents éléments qui entrent dans le processus de prédétermination des crues. La plupart de ces éléments de méthode ont déjà été utilisés dans des études hydrologiques et les références ne manquent pas dans ce domaine de la prédétermination des crues qui constitue un peu le plat de prédilection des hydrologues. Nous nous contentons de citer celles qui font autorité en la matière :

- On prend la hauteur d'averse journalière de même fréquence de récurrence que celle du débit de pointe que l'on veut calculer, et des conditions moyennes pour les autres facteurs qui interviennent dans le processus de formation de la crue : conditions d'humidité initiales et forme de l'averse (Rodier).
- La pluie moyenne sur le bassin est déduite de la pluie ponctuelle précédente au moyen de « l'abattement » (Roche) dont les valeurs courantes sont données en Afrique Occidentale par les formules de Vuillaume.
- La forme moyenne de l'averse est fournie par les courbes intensité-durée. Il risque de se poser un petit problème de compatibilité entre la pluie journalière centrée calculée à partir des relevés pluviographiques, et la pluie journalière donnée par les pluviomètres relevés à heure fixe, qui n'a pas été résolu jusqu'à présent, dans le cas général.
- On dispose encore de la liberté de l'organisation en séquences des différentes fractions de pluie qui sont fournies par les courbes intensité-durée. On doit retenir, parmi toutes les formes possibles d'averse, celle qui produit les plus forts écoulements (Roche). Cette particularité est obtenue lorsque les plus fortes intensités sont produites en fin de séquence pluvieuse lorsque les sols sont saturés. Quelques auteurs (Klein) essaient d'aménager un hétérogramme qui conserve une certaine réalité physique tout en remplissant les conditions précédentes. Pour des raisons de clarté et d'homogénéité nous préférons, en ce qui nous concerne, reproduire les courbes intensité-durée telles quelles, mais à l'envers, dans l'ordre des intensités croissantes. Les courbes intensité-durée, résultat de l'amalgame de plusieurs types d'averse, n'ont en effet aucune réalité physique et il ne nous semble pas indispensable

de respecter une certaine vraisemblance : L'essentiel de la méthode consiste à recomposer un hydrogramme fictif avec le plus de soins possible, ce qui n'a rien à voir avec une reconstitution historique (1).

– On applique une fonction de production avec des conditions initiales d'humidité des sols et de remplissage des réserves souterraines équivalant aux conditions moyennes, en saison des pluies ; elle va donner les différentes fractions d'écoulement produites sur les différents pas de temps élémentaires. Cette opération était jusqu'à présent souvent abordée de façon très globale, par l'évaluation d'un coefficient de ruissellement.

– On applique enfin l'hydrogramme-type (Roche) à ces différentes fractions d'écoulement, selon le procédé « d'affinités translations ».

Il faut souligner que l'ensemble des calculs peut être exécuté à la main, si c'est nécessaire, ou avec une bonne calculette programmable.

## V.1. BASSIN DE PETITE PLAINE (GUADELOUPE)

### V.1.1. Calage des paramètres hydrologiques

Le calage des paramètres hydrologiques, aux petits pas de temps, a été effectué dans l'article précédent.

### V.1.2. Conditions initiales moyennes

Les conditions initiales portent sur les états des différents réservoirs de surface et souterrains.

Pour l'état de la nappe on a pris le niveau initial moyen de la nappe en début d'averse, tel qu'il a été calculé dans l'étude de ce bassin, pour les crues de saison des pluies (fig. 12 et 13). La valeur moyenne de HNAP est de 120 mm ; elle est légèrement supérieure à la moyenne du niveau initial de toutes les crues. Le réservoir de ressuyage lent est initialement vide ( $H_{N1} = 0$ ), ainsi que le réservoir de ressuyage rapide  $H_0$  ( $H = 0$ ), ce dernier étant naturellement vide une dizaine d'heures après chaque averse.

Le déficit initial dans l'horizon végétal est pris égal à zéro: les sols sont supposés être à l'état au champ en début d'averse avec  $DEF_{FC} = 0$ .

Les valeurs des intensités des averses décennales et centennales sont lues sur les courbes qui ont été tracées pour le pluviographe de Petite Plaine, à partir des observations effectuées à ce poste. La période de mesures correspond peut-être à une période assez sèche et les valeurs fournies par les courbes sont peut-être un peu faibles et susceptibles d'être révisées en hausse, surtout si on les compare aux résultats journaliers fournis par l'analyse des pluies journalières. Notre objectif actuel est de comparer les résultats fournis par cette méthode analytique aux résultats de la méthode globale du paragraphe IV ; aussi les appliquerons-nous telles quelles, sans correction.

### V.1.3. Résultats obtenus

#### Crue décennale

Débit maximum : 78,1 m<sup>3</sup>/s, soit un débit spécifique de 8,88 m<sup>3</sup>/s/Km<sup>2</sup> pour 8 m<sup>3</sup>/s par la méthode globale, de 8 m<sup>3</sup>/s par ajustement direct des valeurs observées.

#### Crue centennale

Débit maximum : 121,1 m<sup>3</sup>/s, soit un débit spécifique de 13,4 m<sup>3</sup>/s/km<sup>2</sup> pour 15 m<sup>3</sup>/s par la méthode globale et 18 m<sup>3</sup>/s par ajustement statistique direct des valeurs observées.

La relative faiblesse des valeurs calculées s'explique en partie par les valeurs très faibles des courbes intensité-durée à Petite Plaine, qui donnent une image exagérée de la situation de poste « sous le vent », peut-être parce que la période d'observation est pauvre en événements pluvieux forts.

Le poste de Parnasse, également « sous le vent », en Guadeloupe, donne des résultats faibles par rapport aux postes très exposés, mais néanmoins plus forts que ceux de Petite Plaine.

(1) Dans les climats humides, la teneur en eau initiale moyenne du sol est élevée, les averses rares sont abondantes, et le débit de pointe est finalement indépendant de l'organisation en séquence des différentes intensités de l'averse. Dans les climats arides, le sol est initialement asséché et le débit de pointe est lié à l'ordre séquentiel des intensités élémentaires de l'averse. Il faut alors se donner une forme typique d'averse.

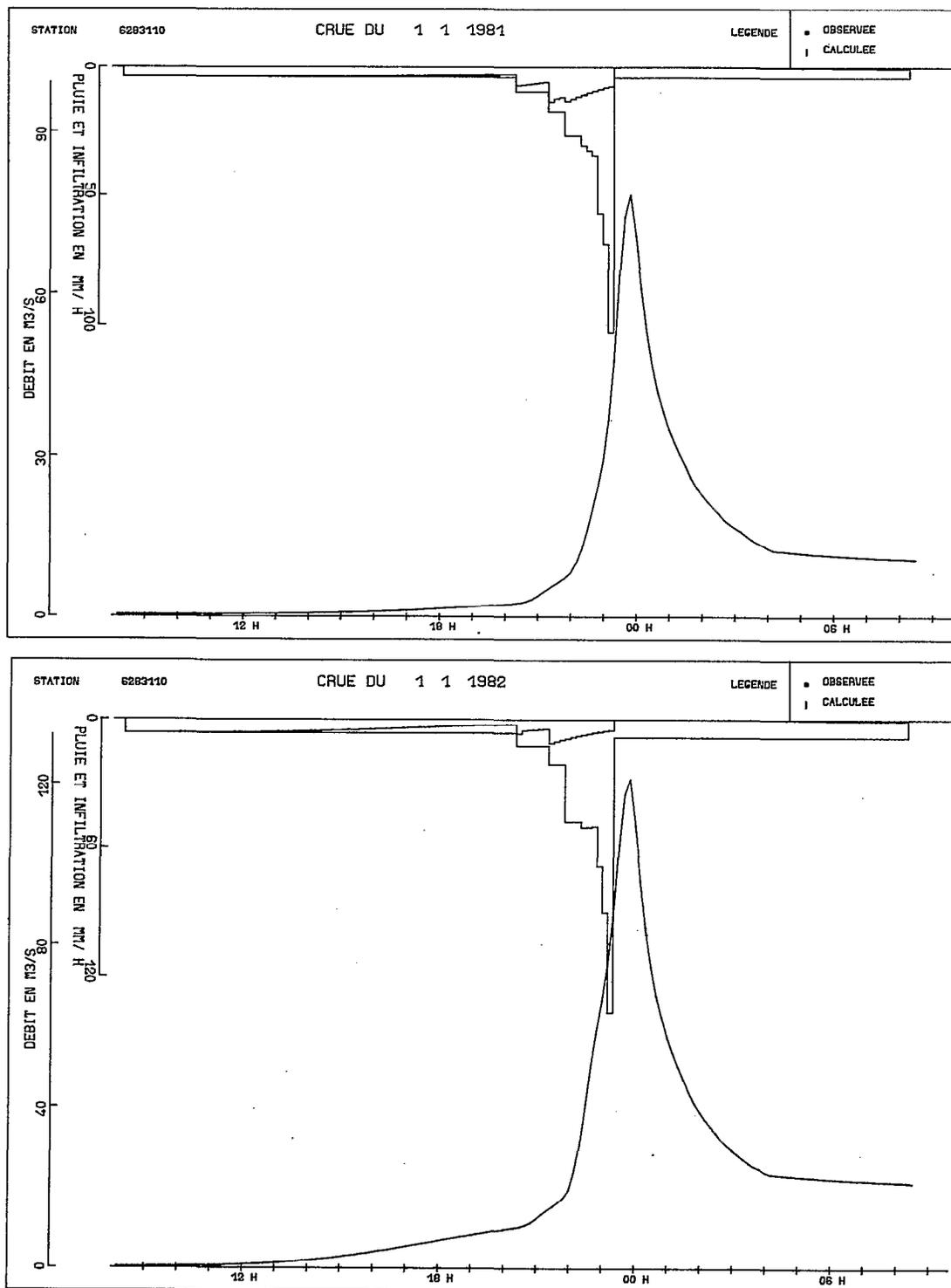


FIG. 12. - Méthode analytique de prédétermination des crues rares. Petite plaine (Guadeloupe)  
 En haut : crue décennale - En bas : crue centennale

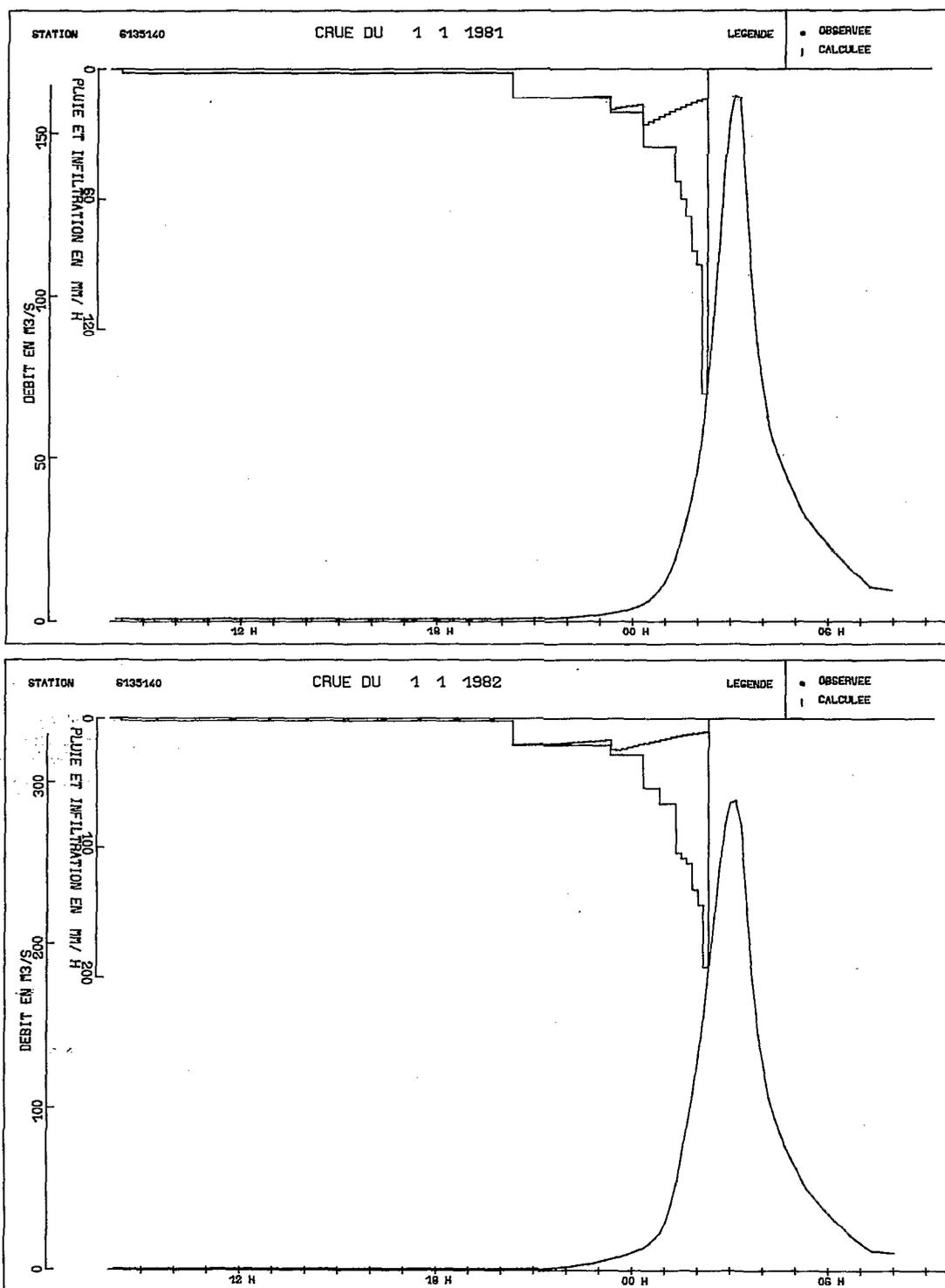


FIG. 13. - Méthode analytique de prédétermination des crues rares. Lézarde à Gros Morne (Martinique)  
 En haut : crue décennale - En bas : crue centennale

## V.2. BASSIN DE LEZARDE A GROS MORNE

### V.2.1. Calage des paramètres hydrologiques (voir article précédent)

### V.2.2. Conditions initiales moyennes

Le niveau moyen de la nappe est estimé sur ce bassin à 210 mm, valeur assez proche de la cote maximale HNo estimée à 250 mm (cf étude au pas de temps journalier). Les niveaux des réservoirs de ressuyage lent et rapide sont au plus bas,  $H = 0$  et  $HNI = 0$ , comme pour le bassin précédent, et le déficit dans l'horizon végétal est également nul.  $DEFC = 0$ . A l'exception de la valeur de la nappe qui est spécifique au bassin et qui est liée au niveau de débordement HNo, ces conditions initiales peuvent être considérées comme des valeurs « standard » pour tous les bassins situés en région humide.

Les courbes intensité-durée des averses décennales et centennales sont celles du poste de Sainte-Cécile, représentatif du climat « au vent » d'altitude, et déjà utilisé au paragraphe IV.

### V.2.3. Résultats obtenus

#### Crue décennale

Débit maximum : 162 m<sup>3</sup>/s, soit un débit spécifique de 12,4 m<sup>3</sup>/s/km<sup>2</sup> contre 13 m<sup>3</sup>/s par la formule globale et 12 m<sup>3</sup>/s pour la valeur déduite des observations.

#### Crue centennale

Débit maximum : 289 m<sup>3</sup>/s, soit un débit spécifique de 22,2 m<sup>3</sup>/s contre 23 m<sup>3</sup>/s par la formule globale et 22 m<sup>3</sup>/s pour la valeur déduite des observations.

## V.3. RÉCAPITULATIF

On voit que les courbes intensité-durée définissent bien l'allure d'une averse à risque moyen, et qu'on a intérêt à les introduire dans les calculs de prédétermination des crues pour traduire l'influence sur la crue de l'allure habituelle des précipitations du lieu d'étude, caractéristique du climat régional. Il convient de rappeler que ces courbes intensité-durée n'ont aucune signification physique puisqu'elles ont été obtenues en faisant la moyenne d'averses de type différent et d'origine climatique variée.

## VI. APPLICATION A LA TUNISIE SEPTENTRIONALE

L'ORSTOM a étudié de 1973 à 1977 une série de bassins emboîtés dans la partie septentrionale de la Tunisie, au nord du bassin de la Medjerda, en régime méditerranéen humide. Ces bassins, appelés bassins versants nord ou B.V.N., sont argileux, à pentes élevées et recouverts, dans une forte proportion, d'une végétation naturelle de maquis. Les plantations d'eucalyptus y réussissent bien également et recouvrent 20 % environ de la superficie du plus grand bassin, appelé Bassin Aval. Ce bassin a une superficie de 13,9 km<sup>2</sup>, un indice de pente global de 39 m/km, ce qui permet de le ranger dans une classe de relief R5. L'hydrogramme-type accuse un débit maximal de 26 m<sup>3</sup>/s pour une lame de 10 mm, ce qui en fait un bassin assez agressif, avec un temps caractéristique de 89 minutes.

Les courbes intensité-durée sont par contre assez molles. Celles qui ont été établies à Tunis à partir de quarante années d'observation donnent une hauteur d'eau de 30 mm en une heure.

L'application de la formule (5) donne un débit décennal spécifique de 4,5 m<sup>3</sup>/s avec les valeurs suivantes des paramètres de la formule :

- Capacité d'infiltration journalière FJ de 20 mm/h
- Coefficient d'abattement de 0,94
- Pluie décennale en 89 minutes de 33 mm
- Pluie journalière décennale de 100 mm.

Ce résultat relativement modéré pour un bassin imperméable à fortes pentes, bien que dépassant sensiblement les normes établies pour les régimes tempérés (cf. Crupedix par exemple pour la France), s'explique par la modération des courbes intensité-durée.