

# Intensités des averses et formes des crues dans une petite région homogène

J. GUISCAFRE

Maitre de Recherches à l'ORSTOM

F. MONIOD

Maitre de Recherches Principal à l'ORSTOM

## RÉSUMÉ

*L'étude des précipitations et de l'écoulement en Martinique a permis de déterminer les distributions statistiques des intensités d'averses et des débits de pointe de crues. Dans une région de l'île, les paramètres de forme des crues simples ont été mis en relation avec la superficie des bassins versants. Cet article présente ces résultats et montre leur cohésion.*

## ABSTRACT

*The rainfall and flow study in Martinique has defined the statistical distributions of the precipitations intensities and of the pick discharges. In one region of the island, the shape parameters of single floods have been correlated with the area of the basins. This paper presents those results and shows their cohesion.*

\* \*

La synthèse des ressources en eau de surface de la Martinique a fourni l'occasion d'effectuer parallèlement une étude générale du régime des pluies et une étude générale du régime de l'écoulement. La première a notamment conduit à l'expression d'une loi statistique qui, pour une région donnée, lie entre eux la durée de l'averse, la hauteur ponctuelle de la précipitation, et son temps de récurrence. La seconde a permis d'aboutir à des relations entre le débit spécifique de pointe de crue, sa fréquence et la superficie du bassin versant, et de rattacher à la superficie du bassin les valeurs des paramètres de forme de l'hydrogramme-type. Ces analyses, menées de façon indépendante dans des directions différentes, s'appuient certes sur des observations et des résultats de mesures, mais aussi sur des estimations et des approximations dont il est difficile d'apprécier la précision. Il était donc utile, dans le cadre d'une synthèse hydrologique, de tenter de rapprocher les résultats de ces analyses et de mettre l'accent sur leur cohésion.

A cet effet, on s'est proposé de calculer le coefficient de ruissellement théorique d'averses unitaires dont on fait varier la fréquence, et qui affectent des superficies allant du plus petit au plus grand bassin versant de la région étudiée. C'est dans la mesure où l'ordre de grandeur, le sens et l'amplitude des variations de ce coefficient de ruissellement théorique seront conformes à ce que suggère la nature physique de l'écoulement des précipitations que les résultats précédemment cités seront jugés satisfaisants.

## 1. DISTRIBUTION STATISTIQUE DES INTENSITÉS D'AVERSES PONCTUELLES

Le fichier pluviographique opérationnel de la Martinique fournit des données exploitables en trois postes du réseau de l'ORSTOM :

Dominante	de 1956 à 1972	(17 ans)
Sainte-Cécile	de 1956 à 1972	(16,3 ans)
Morne Bellevue	de 1963 à 1972	(10 ans)

auxquelles on joint les données relevées aux postes météorologiques de :

Deux-Choux	de 1965 à 1972	(7,7 ans)
Desaix	de 1935 à 1972	(38 ans)
Lamentin	de 1961 à 1972	(12 ans)

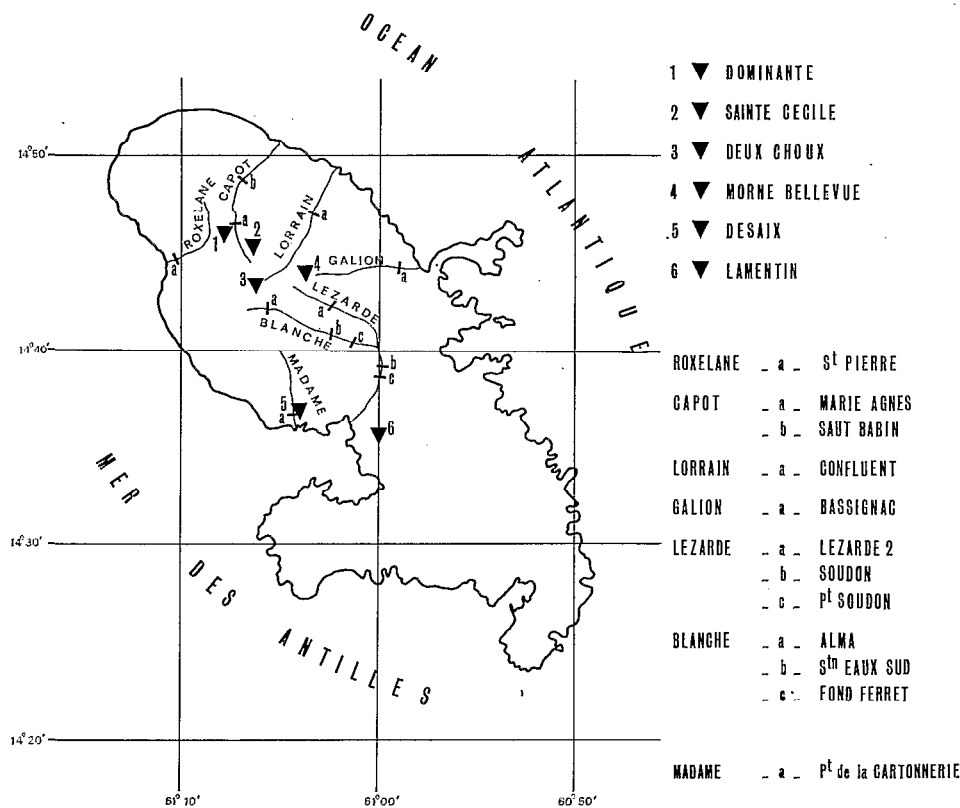


Fig. 1. — Martinique. Carte de situation

Ces données concernent les hauteurs d'averses, les hauteurs de pluie horaire, et les hauteurs de pluie journalière. On entend ici par « averse » un épisode pluvieux qui est immédiatement précédé et suivi par une période d'au moins 1 h durant laquelle l'intensité moyenne de la pluie n'a pas excédé 5 mm/h.

Le fichier « averses », préalablement établi, fournit directement l'échantillon des hauteurs maximales de pluie tombée en 5, 10, 15, 30, 45, 60, 90, 120 et 180 mn. Par le fait que l'échantillon des pluies horaires est constitué à partir d'un découpage du temps à heures fixes, tandis que l'échantillon des averses est constitué à l'aide d'un intervalle de temps glissant d'une durée constante, on serait enclin à faire une distinction très nette entre l'averse de 60 mn et la pluie horaire, l'averse de 120 mn et la pluie bi-horaire, l'averse de 180 mn et la pluie tri-horaire. Il s'est heureusement avéré qu'en prenant des échantillons de pluies multi-horaires maximales indépendantes, il existe, dans deux cas sur trois au minimum, une très bonne concordance entre la distribution de ces deux groupes d'échantillons. Entre les pluies à base de temps horaire et les pluies à base de temps journalière, on n'a trouvé une concordance que pour les distributions des échantillons 96 h - 4 jours et 48 h - 2 jours pour le poste de Deux-Choux seulement. Aussi n'a-t-il pas été jugé souhaitable, pour le moment, de procéder à une extension, à partir des pluies journalières, des échantillons de précipitations à base de temps horaire.

On a ajusté à chacun des échantillons constitués (5, 10, 15..., 120, 180 mn consécutives, 1, 2, 3, 6, 12, 48, 96 h consécutives) une loi gaussio-logarithmique tronquée avec troncature dont le choix était suggéré par l'allure des distributions. Cette loi d'ajustement fournit la hauteur de précipitation (H) pour une durée d'averse (t) et un temps de récurrence (T) donnés. A partir de ces résultats, on a cherché à lier par des relations simples la hauteur, la durée et la fréquence de l'averse, de manière à remplacer les abaques par des formules d'un maniement aisé, donnant H en fonction de t et de T.

Ainsi les courbes d'ajustement Hauteur-Récurrence pour différentes durées (t) données, tracées en coordonnées logarithmiques, sont assimilables à des droites d'équation :

$$\log H(t, T) = \log H(t, 1) + K \log T$$

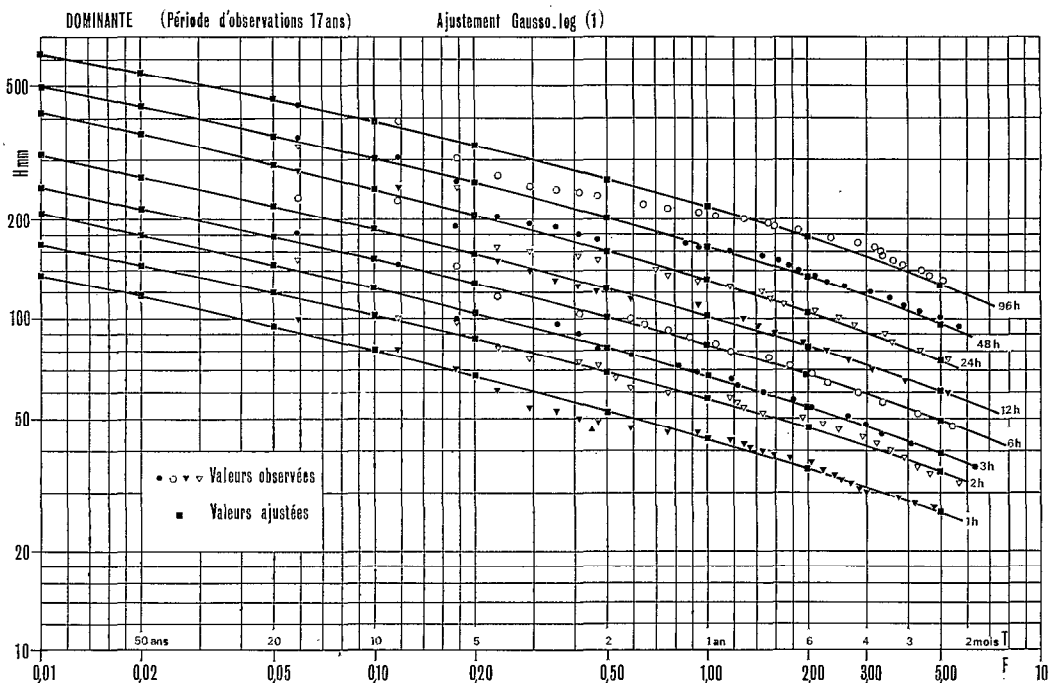


Fig. 2. — Distribution statistique des pluies maximales indépendantes de 1 à 96 heures consécutives. Courbes hauteur-réurrence

Lorsque la variable T est comprise entre 1 et 100 ans, on écrit cette expression :

$$H(t, T) = H(t, 1)T^K \tag{1}$$

avec

$$K = \log(H(t, 10) / H(t, 1))$$

Par ailleurs, les courbes d'ajustement hauteur-durée pour différents temps de récurrence (T) donnés, tracés dans le même système de coordonnées, ne sont pas des droites mais peuvent être assimilées à des couples de demi-droites raccordées. La zone de raccordement se situe dans l'intervalle 45 mn - 1 h 30 de la durée (t). On considérera donc pour simplifier, que les courbes hauteur-durée se ramènent à des couples de droites se coupant au point correspondant à une durée de 1 h. Une relation du type Montana donne les équations de ces couples de droites :

$$H(t, T) = H(1, T) t^a \tag{2}$$

La réunion des expressions (1) et (2) conduit à écrire :

$$H(t, T) = H(1, 1)t^a T^K$$

avec

$$K = \log(H(1, 10)t^a / H(1, 1)t^{a'}) = b + c \log t$$

$$b = \log(H(1, 10) / H(1, 1))$$

$$c = a - a'$$

et finalement

$$H(t, T) = H(1, 1)t^a T^b + c \log t$$

Un premier groupe de valeurs des constantes a, b, c, sera utilisé pour des durées d'averse (t) inférieures à 1 h, un second groupe pour des durées supérieures à 1 h. La détermination des valeurs de ces constantes se fait graphiquement, en coordonnées logarithmiques. Sur le graphique hauteur-réurrence, on ajuste d'abord pour chaque durée d'averse (t), une droite passant par les valeurs pointées aux récurrences 2 et 20 ans où la dispersion est la moins grande ; on y relève les valeurs de H(t, 1) et H(t, 10). On reporte ensuite tous ces couples de points sur le graphique hauteur-durée et on trace les deux droites (H 1) et (H 10) ayant pour équations :

$$(H 1) \quad H(t, 1) = H(1, 1)t^a$$

$$(H 10) \quad H(t, 10) = H(1, 10)t^{a'}$$

d'où l'on tire les valeurs de a et de a', donc de c et de b. Cette opération est à réaliser dans le cas d'averses d'une durée inférieure à 1 h, puis dans le cas d'averses de durée supérieure à 1 h. Si l'on exprime t en heures et T en années, on obtient pour les différentes constantes les valeurs suivantes :

Station	t inférieure à 1 heure				t supérieure à 1 heure			
	H (1,1)	a	b	c	H (1,1)	a	b	c
Dominante	53	0,630	0,200	0,079	46	0,345	0,246	0
Sainte-Cécile	55	0,620	0,209	0,070	55	0,350	0,246	-0,007
Morne Bellevue	56	0,627	0,220	0,073	55	0,340	0,332	-0,012
Deux Choux	55	0,620	0,213	0,033	55	0,345	0,250	-0,012
Desaix	52	0,602	0,218	0,100	42	0,263	0,246	0,03
Lamentin	52	0,602	(0,257)	(0,190)	45	0,280	0,210	0,012

Pour tenir compte du fait que les périodes d'observation assez courtes au Morne-Bellevue et à Deux-Choux aient cependant vu sévir les tempêtes tropicales Edith (1963), Beulah (1967) et Dorothy (1970), on a été porté à adopter pour l'ensemble de la zone des Pitons « au vent » les formules suivantes :

$$t > 1 \text{ h} \quad H(t, T) = 55 t^{0,345} T^{0,25}$$
$$t < 1 \text{ h} \quad H(t, T) = 55 t^{0,625} T^{0,22} + 0,07 \log t$$

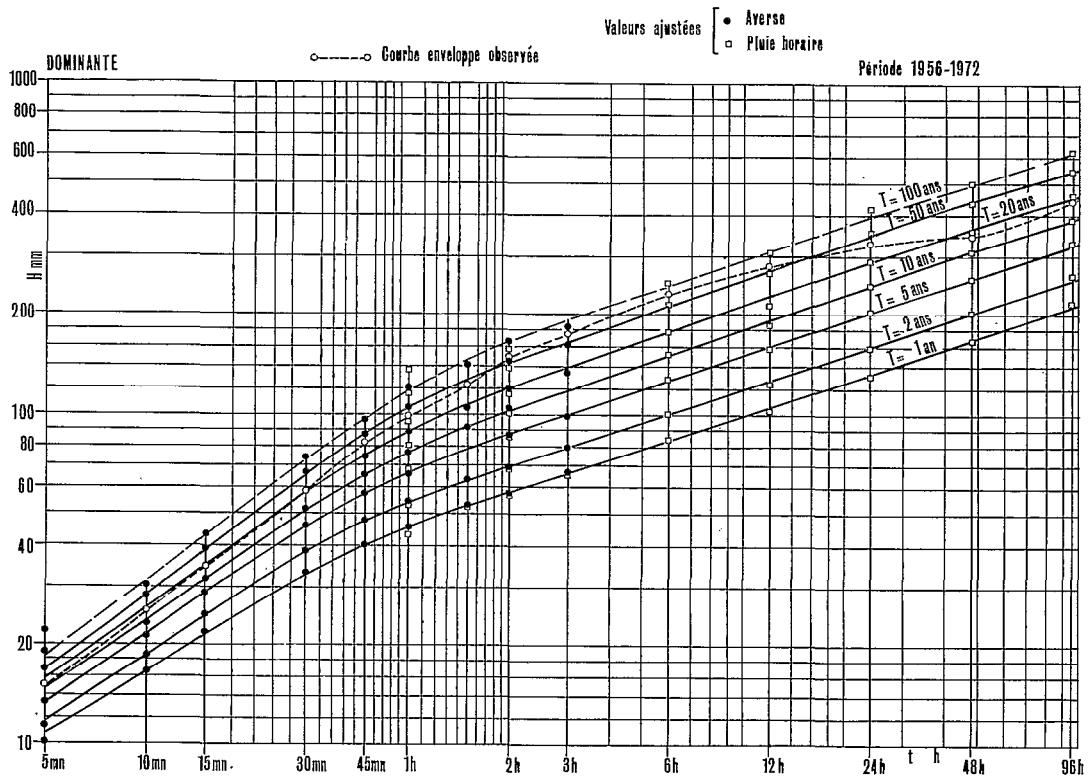


Fig. 3. — Courbes hauteur-durée-réurrence

Dans les zones moins exposées, les résultats obtenus à partir des postes de Desaix et du Lamentin pourraient conduire à adopter les formules :

$$\begin{aligned}
 t > 1 \text{ h} & \quad H(t, T) = 45 t^{0,27} T^{0,245} \\
 t < 1 \text{ h} & \quad H(t, T) = 52 t^{0,60} T^{0,22} + 0,07 \log t
 \end{aligned}$$

En définitive, on retiendra une formule unique pour l'ensemble de la Martinique, applicable lorsque la durée de l'averse est inférieure à 1 h.

$$H(t, T) = 55 t^{0,62} T^{0,22} + 0,07 \log t$$

et plusieurs formules lorsque la durée de l'averse est supérieure à 1 h :

— pour une région « au vent », où la pluviométrie annuelle est supérieure à 3 500 mm :

$$H(t, T) = 55 t^{0,35} T^{0,25}$$

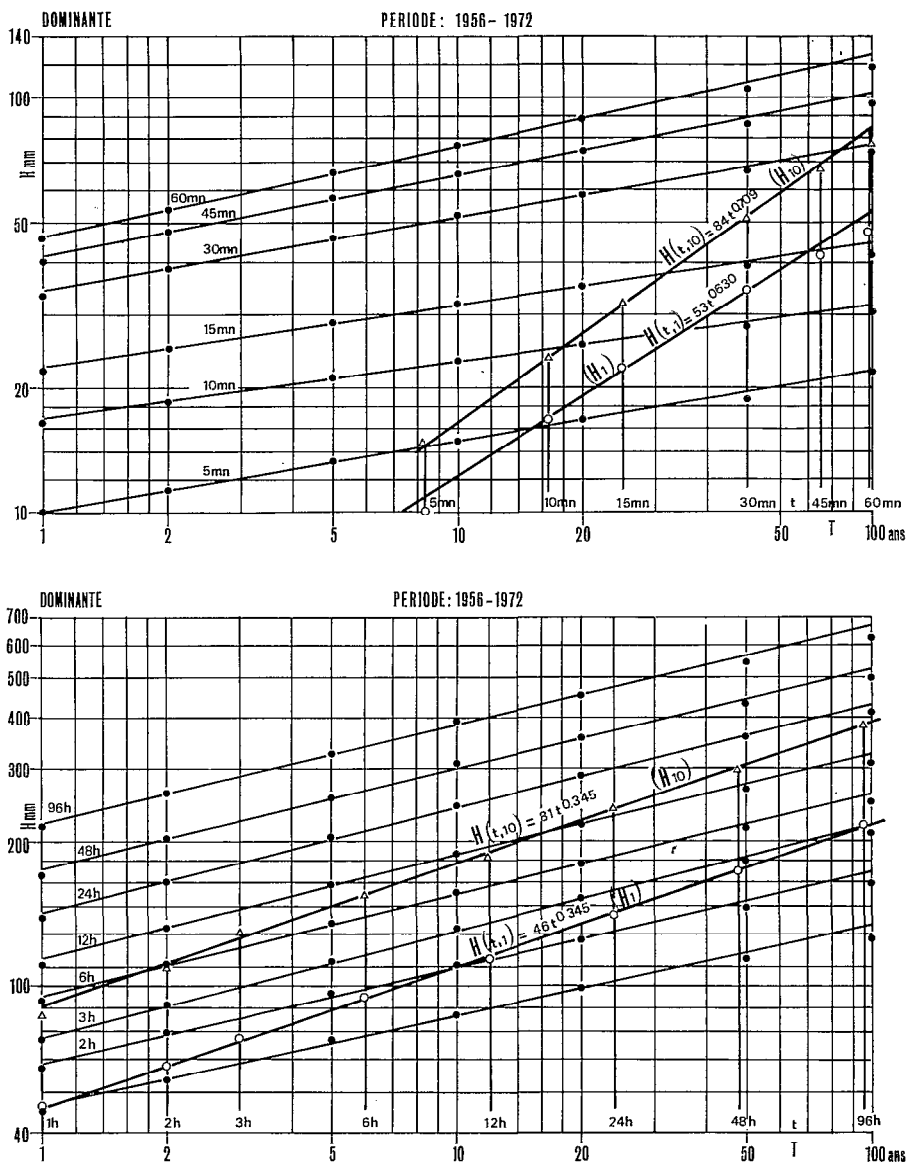


Fig. 4. — Ajustement graphique des droites H1 et H10 pour des durées inférieures et supérieures à 1 heure

- pour une région « au vent », où la pluviométrie annuelle est comprise entre 2 500 et 3 500 mm et pour une région « sous le vent » affectée d'une pluviométrie annuelle supérieure à 2 500 mm :

$$H(t, T) = 50 t^{0,30} T^{0,25}$$

- pour une région où la pluviométrie annuelle n'atteint pas 2 500 mm :

$$H(t, T) = 45 t^{0,27} T^{0,25}$$

## 2. DISTRIBUTION STATISTIQUE DES DÉBITS DE POINTE DE CRUE

On trouve, relatées dans des documents d'archives, la presse locale, des ouvrages administratifs, des ouvrages concernant l'histoire des Antilles, les circonstances dans lesquelles se sont produites, à des dates rapportées, des inondations anciennes, mémorables. La plus ancienne de ces relations date du 3 juillet 1687. La liste des grandes inondations, qu'on est amené à établir à partir de cette date, ne saurait malheureusement être complète ni précise. Elle permet cependant d'apporter quelques éléments de comparaison entre les crues récentes qu'on a pu observer et certaines grandes crues anciennes dont on est déjà satisfait de connaître l'existence.

Sept stations hydrométriques, observées depuis un certain nombre d'années en Martinique fournissent des éléments qui permettent d'ébaucher une étude statistique des débits de pointe de crue. Il s'agit de :

- la Rivière Blanche à l'Alma (4,3 km<sup>2</sup>) où les observations ont commencé en 1962,
- la Lézarde au Quartier Lézarde 2 (13 km<sup>2</sup>) mise en observation le 14 juin 1962,
- la Lézarde au Soudon (62,5 km<sup>2</sup>) où la mise en place du premier limnigraphe remonte à mai 1961,
- la Capot au Saut-Babin (34,1 km<sup>2</sup>) qui a été suivie régulièrement à partir de 1955,
- la Capot à Marie-Agnès (16,5 km<sup>2</sup>) qui n'a été régulièrement observée que de 1956 à 1961,
- le Lorrain au confluent de la Pirogue (25 km<sup>2</sup>) équipé d'un limnigraphe depuis 1963,
- la Rivière Madame au Pont de la Cartonnerie (14,3 km<sup>2</sup>) où des enregistrements ont été réalisés de 1961 à 1967.

En s'aidant des documents d'archives, spécialement pour la rivière Madame qui traverse la ville de Fort-de-France, en établissant pour les autres stations des corrélations hydropluviométriques avec des postes pluviométriques bien placés dans les bassins versants, on s'est efforcé, en premier lieu, de dresser la liste des débits de pointe de crues, observés ou estimés, pendant la plus longue période possible. C'est ainsi qu'on obtient l'inventaire complet des crues :

- de 1962 à 1972 (11 ans) pour la rivière Blanche à l'Alma,
- de 1962 à 1970 (8 ans) pour la Lézarde au Quartier Lézarde 2,
- de 1962 à 1972 (11 ans) pour la Lézarde au Soudon,
- de 1956 à 1972 (17 ans) pour la Capot au Saut-Babin,
- de 1963 à 1970 (8 ans) pour le Lorrain au confluent de la Pirogue.

Pour la Capot à Marie-Agnès, on a dû se contenter d'une estimation (basée sur les débits de la rivière au Saut-Babin) des débits de pointe de crue de fréquence annuelle et de fréquence décennale. Pour la rivière Madame à Fort-de-France, on est arrivé à dénombrer 27 crues au débit supérieur à 20 m<sup>3</sup>/s en 6 ans (1961-67), 10 crues supérieures à 50 m<sup>3</sup>/s en 12 ans (1961-73), 14 ou 18 crues supérieures à 80 ou 90 m<sup>3</sup>/s en 64 ans (1910-73) et 8 crues supérieures à 130 ou 140 m<sup>3</sup>/s en 74 ans (1900-73).

Il est donc possible, à partir des données ainsi établies, d'affecter une certaine fréquence, une valeur approchée du temps de récurrence, à des valeurs du débit de pointe de crue de chacune de ces rivières. Il ne faut cependant pas ignorer deux faits très importants. Le premier est que les rivières martiniquaises ne sont pas jaugées en crues, en raison des très grandes difficultés que présente cette opération en régime cyclonique. Les débits de hautes eaux ne relèvent donc que d'estimations à partir de cotes mesurées, ou déterminées a posteriori plus ou moins exactement lorsque toute l'installation a été emportée par la crue. Le second fait tient à ce que la période d'observation des années 60, a vu le passage de trois tempêtes tropicales mémorables : Edith, en 1963, Beulah en 1967 et Dorothy en 1970, qui ont provoqué des crues d'une rare violence et porté un coup parfois fatal à certaines stations hydrologiques. Ces trois très fortes crues survenues à si peu de temps d'intervalle enlèvent toute représentativité aux petits échantillons statistiques qu'on a laborieusement établis. C'est pourquoi on a évité les ajustements mathématiques de lois statistiques aux échantillons de débits de crue. On a préféré établir graphiquement les courbes de distribution statistique de chaque échantillon, courbes qui s'appuient sur les points expérimentaux affectés de faibles et très faibles temps de récurrence, mais qui s'éloignent délibérément des points représentatifs des trois tempêtes tropicales. On n'a donc pas besoin d'insister sur le manque de précision de ces tracés : ils ont la seule prétention de faire correspondre à des crues de fréquence rare des débits dont l'ordre de grandeur n'est pas faussé

par des événements accidentels qu'on sait avoir été particulièrement violents. Si l'on exprime le débit de pointe « q » en valeur spécifique, c'est-à-dire en m<sup>3</sup>/s.km<sup>2</sup>, on lit sur les courbes les correspondances suivantes :

Stations	S (km <sup>2</sup> )	Temps de récurrence (années)								
		0,25	0,50	1	2	5	10	20	50	100
Alma	4,3	2,21	3,14	5,23	8,14	12,6	16,3	20,2	25,6	30,1
Lézarde 2	13,0	1,38	2,31	3,85	5,85	9,1	11,8	14,7	18,8	22,3
Madame	14,3	1,54	2,38	3,29	4,55	6,85	9,0	11,3	14,7	17,5
Marie-Agnès	16,5	—	—	4,25	—	—	10,3	—	—	—
Lorrain	25,0	2,32	3,76	5,28	7,05	9,4	11,4	13,4	16,3	18,5
Saut Babin	34,1	1,91	2,20	2,84	4,0	6,35	8,35	10,6	13,8	16,4
Soudon	62,5	0,96	1,39	2,04	2,98	4,52	5,86	7,35	9,50	11,2

Ces débits spécifiques de crue sont assez cohérents et mettent en évidence que leur valeur diminue lorsque la superficie du bassin augmente. On rend ces débits adimensionnels en les divisant par la valeur qui affecte le temps de récurrence, 1 an par exemple, et on constate que les valeurs réduites ainsi obtenues sont suffisamment homogènes pour que leur moyenne arithmétique, pour chaque temps de récurrence, ait un sens :

Stations	Temps de récurrence (années)								
	0,25	0,50	1	2	5	10	20	50	100
Alma	0,442	0,600	1	1,55	2,41	3,12	3,86	4,89	5,75
Lézarde 2	0,358	0,600	1	1,52	2,37	3,08	3,82	4,89	5,80
Madame	0,468	0,723	1	1,38	2,08	2,73	3,43	4,46	5,32
Marie-Agnès	—	—	1	—	—	2,43	—	—	—
Lorrain	0,440	0,713	1	1,33	1,78	2,16	2,54	3,09	3,51
Saut-Babin	0,671	0,775	1	1,41	2,23	2,94	3,73	4,86	5,78
Soudon	0,471	0,681	1	1,46	2,22	2,88	3,61	4,66	5,50
Moyenne	0,475	0,682	1	1,44	2,18	2,76	3,50	4,47	5,28

Portées sur un graphique en coordonnées semi-logarithmiques, les valeurs moyennes réduites du débit spécifique de crue s'alignent correctement le long d'une courbe qu'on tiendra pour représentative, en gros, de la répartition statistique des crues dans cette région de Martinique où se trouvent rassemblées les 7 stations : la région des Pitons « au vent ». Le débit spécifique de référence étant celui de la crue annuelle, on reporte les valeurs de celui-ci en fonction de la superficie du bassin versant sur un graphique en coordonnées semi-logarithmiques. On constate alors qu'entre 4 km<sup>2</sup> et 80 km<sup>2</sup>, une droite peut valablement représenter la variation du débit spécifique de la crue annuelle en fonction du logarithme de la superficie du bassin versant. Il s'agit là aussi, d'une schématisation considérable, mais il n'en reste pas moins que les deux courbes tracées permettent très simplement de définir en première approximation le débit de pointe de crue de fréquence donnée pour un cours d'eau de la région des Pitons dont le bassin versant s'étend sur une superficie donnée.

Par exemple, si l'on veut avoir une idée du débit de crue centennale du Galion à Bassignac (12,6 km<sup>2</sup>), on lira sur la première courbe la valeur 5,28 de la variable réduite correspondant au temps de récurrence 100 ans, et sur la seconde courbe, on trouvera le débit de 4,03 m<sup>3</sup>/s.km<sup>2</sup> pour la crue annuelle. Le débit de pointe de la crue centennale sera :

$$Q_{0.01} = 5,28 \times 4,03 \times 12,6 = 268 \text{ m}^3/\text{s}$$

Il se trouve que la crue de la tempête tropicale Dorothy sur le Galion a provoqué des dégâts considérables et que son débit de pointe a été estimé, d'après les délaissés de crue, à une valeur comprise entre 250 et 290 m<sup>3</sup>/s.

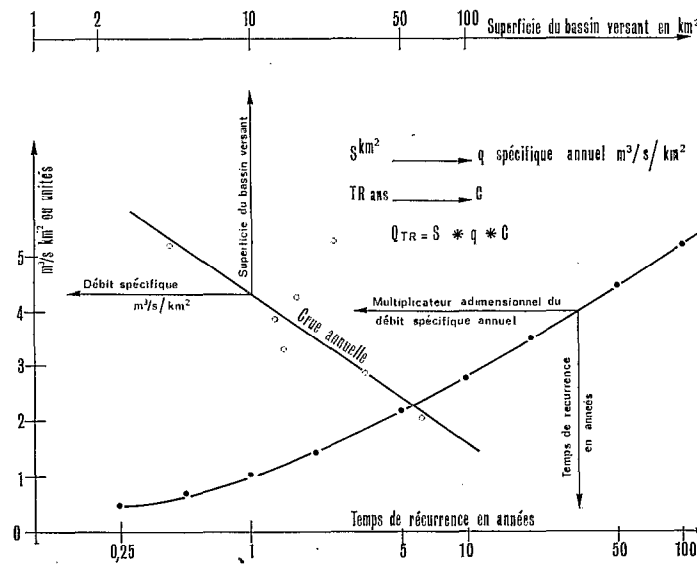


Fig. 5. — Détermination du débit de pointe de crue

### 3. FORME DES CRUES

Pour résoudre les problèmes posés par l'évacuation des crues, leur propagation dans un bief, leur laminage dans une retenue, on a souvent besoin de connaître, outre le débit de pointe et le volume global de la crue, la forme de l'hydrogramme. On sait que sur un petit bassin versant dont la superficie n'excède pas quelques centaines de kilomètres carrés, une averse assez abondante pour ruisseler, homogène dans le temps et l'espace, et de durée suffisamment courte, provoque une crue dont l'hydrogramme de ruissellement a une forme caractéristique du bassin versant. De là découle la notion d'averse unitaire et de crue unitaire (les hydrogrammes résultant d'averses unitaires sont des courbes affines, et les débits sont dans le rapport des volumes ruisselés), et la notion d'hydrogramme standard dont la forme schématise celle de l'hydrogramme unitaire.

En observant pendant plusieurs années les averses et les crues résultantes qui se sont produites sur un bassin versant représentatif choisi, on constitue un échantillon de couples averse-crue. Leur étude minutieuse permet de sélectionner dans cet échantillon un certain nombre (dizaine) de crues unitaires. Tout en conservant leurs caractéristiques de temps, on peut modifier leurs débits de manière que ces crues unitaires correspondent à un même volume ruisselé. Les hydrogrammes ainsi obtenus doivent être sinon identiques, du moins très voisins. Leur superposition permet de tracer une courbe moyenne qui est l'hydrogramme unitaire du bassin versant. C'est une méthode d'analyse fine, non automatique, qui est d'une application longue et qui donne des résultats précis dans la mesure où l'information est constituée de données nombreuses, complètes et précises.

Pour échapper à la lourdeur de la méthode manuelle et traiter systématiquement un grand nombre de données, on a mis au point un procédé de calcul automatique des paramètres de l'hydrogramme standard (1). Dans son principe, ce procédé est efficace à la condition expresse que les données d'entrée (débits limnigraphiques intégraux) soient d'une grande qualité qui réside à la fois dans le nombre des points-données qui déterminent l'hydrogramme, et dans la position respective de ceux-ci. On ne peut pas toujours satisfaire à cette condition, et c'est le cas lorsque la qualité graphique du diagramme est insuffisante. Sans parler de l'épaisseur du trait de plume, il devient illusoire de multiplier les points-données lorsque la vitesse de déroulement de l'enregistreur a été choisie trop lente par rapport à la rapidité, ou même à la brusquerie des mouvements du plan d'eau. Cela se passe fréquemment, et les causes matérielles en sont évidentes, lorsqu'une station limnigraphique contrôlant un petit bassin versant ne faisant pas l'objet d'études particulières, est incluse dans le réseau général des stations hydrologiques.

À la traditionnelle détermination de l'hydrogramme unitaire, où l'interprétation personnelle de l'hydrologue joue un grand rôle, on vient d'opposer le calcul automatique où cette intervention est plus limitée et déléguée à

(1) F. MONIOD, Calcul automatique des paramètres de l'hydrogramme standard. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. VI, n° 2, 1969.



l'opérateur de la table Benson. Mais l'efficacité des deux procédés repose principalement sur la précision de l'information de base. Le problème doit être abordé d'une autre façon lorsque cette précision fait défaut. Tout en faisant appel au traitement automatique, on comptera sur l'intervention de l'hydrologue pour pallier l'insuffisance de l'information. C'est ce qui a été tenté en Martinique sur une dizaine de stations.

### 3.1. NATURE DE L'INFORMATION DE BASE

L'implantation d'un limnigraphe en Martinique soulève de grandes difficultés quant à la solidité de l'installation qui devrait résister aux crues cycloniques, à la stabilité de la section de contrôle du plan d'eau sans cesse remise en cause par la violence des crues et la friabilité des roches, à l'ensablement de la gaine ou à l'obturation de l'orifice de prise dont la fidélité doit être la même pour un étiage de 100 l/s et pour une crue de 100 m<sup>3</sup>/s. Le limnigraphe étant implanté, son fonctionnement ne donne satisfaction qu'au prix de très fréquentes visites de l'hydrologue. L'ensemble des moyens mis en œuvre en Martinique autorisent que les limnigraphes soient visités une fois par semaine. Il en résulte que la vitesse choisie pour le déroulement des diagrammes est de 2 mm/h (rotation hebdomadaire du OTT X). Comme on le verra plus loin, les temps de montée des crues simples sont toujours inférieurs à 1 h, souvent inférieurs à 1/2 h, et les temps de décrue sont compris entre 3 ou 4 h pour les petits bassins, 6 ou 8 h pour les plus grands. C'est dire qu'une crue simple est tout entière enregistrée sur une longueur de moins de 2 cm de diagramme, souvent de moins de 1 cm. Dans ces conditions, on doit se contenter de 5 ou 6 points pour définir l'hydrogramme.

Les crues, petites ou grandes, sont très fréquentes en Martinique. On enregistre couramment plus de 80 en une année. Toutes les stations limnigraphiques d'une certaine ancienneté sont implantées sur des rivières dont le bassin versant est compris entre 2 et 70 km<sup>2</sup>, exposé au vent dominant, dans la région centrale de l'île dite région des Pitons. L'information qu'elles fournissent totalise 65 années d'enregistrement représentant des milliers de crues. Il est en conséquence hors de question d'en aborder l'étude avant d'en avoir fait une sélection par un procédé automatique car l'information pluviographique à laquelle on pourrait penser avoir recours est moins dense dans l'espace que l'information limnigraphique.

### 3.2. PROCÉDÉ ADOPTÉ POUR LE TRAITEMENT DE CETTE INFORMATION

L'idée consiste à introduire les données sous la forme des QLI (débits limnigraphiques intégraux), à utiliser l'ordinateur pour choisir les crues simples et les tracer, à confier à l'hydrologue le soin d'interpréter ces graphiques.

En préparant les diagrammes avant de les traiter, l'opérateur de la table Benson a pris soin de repérer le point-début et le point-fin de chaque crue. On peut tout de suite noter que si le point-début est généralement assez évident, le point-fin l'est beaucoup moins d'autant que ce n'est pas un hydrogramme qu'on examine, mais son image déformée par une relation  $H(Q)$  non linéaire. Par précaution donc, le point-fin de crue doit être largement positionné. Au passage sur la table, l'opérateur effectue un double pointage de ces repères. L'information contenue dans les QLI est ainsi complétée par la localisation des crues.

On a rédigé un programme (GRAPH) qui choisit les crues simples et les trace. Le choix qu'il opère est simple ; il sélectionne les crues ne présentant qu'une seule pointe, ou à la rigueur plusieurs pointes à condition que le débit minimal intermédiaire soit très largement inférieur aux deux pointes qui l'encadrent. Le tracé de l'hydrogramme n'est pas continu mais ponctuel : chaque point QLI est positionné en abscisse et ordonnée sur la sortie d'imprimante. L'axe des temps est représenté par la longueur des diagrammes et l'axe des débits par sa largeur dont la taille est imposée par l'imprimante. L'échelle des temps est fixe, imposée au programme sous la forme d'un certain nombre entier de lignes d'imprimante pour représenter une heure. Par contre, l'échelle des débits varie d'une crue à l'autre : elle est calculée de manière que le débit de pointe se place toujours à la 126<sup>e</sup> position de la ligne tandis que le point-début de crue se place toujours en première position. Cette disposition a pour effet d'amener en coïncidence toutes les pointes de crue des graphiques que l'on superposera. Après avoir donné diverses indications pour identifier le graphique, le programme trace l'axe des débits, puis matérialise l'axe des temps à chaque saut de ligne et en marque les graduations. Si deux points-données ou davantage sont contenus dans le même intervalle de temps compris entre deux sauts de ligne, on a choisi de représenter celui qui est affecté du débit le plus élevé. Ainsi, chaque crue simple fait l'objet d'un graphique sur lequel les QLI sont pointés sous le signe « + ». L'imprécision de ce pointage est d'une ligne le long de l'axe des temps et d'une position de caractère le long de l'axe des débits.

Un rapide examen de la liasse des graphiques de crues, relatifs à une même station, met l'opérateur en mesure d'écarter tous ceux d'entre eux qui présentent une décrue visiblement très perturbée, et ceux qui mentionnent un débit de pointe si faible qu'il traduit probablement un ruissellement partiel du bassin. La liasse ainsi épurée constitue la sélection des crues simples de la rivière. Sur chaque graphique, l'opérateur repère la fin du ruissellement. Il joint ensuite ce point à la trace de la pointe de crue sur l'axe des temps. Il matérialise ainsi l'écoulement de base

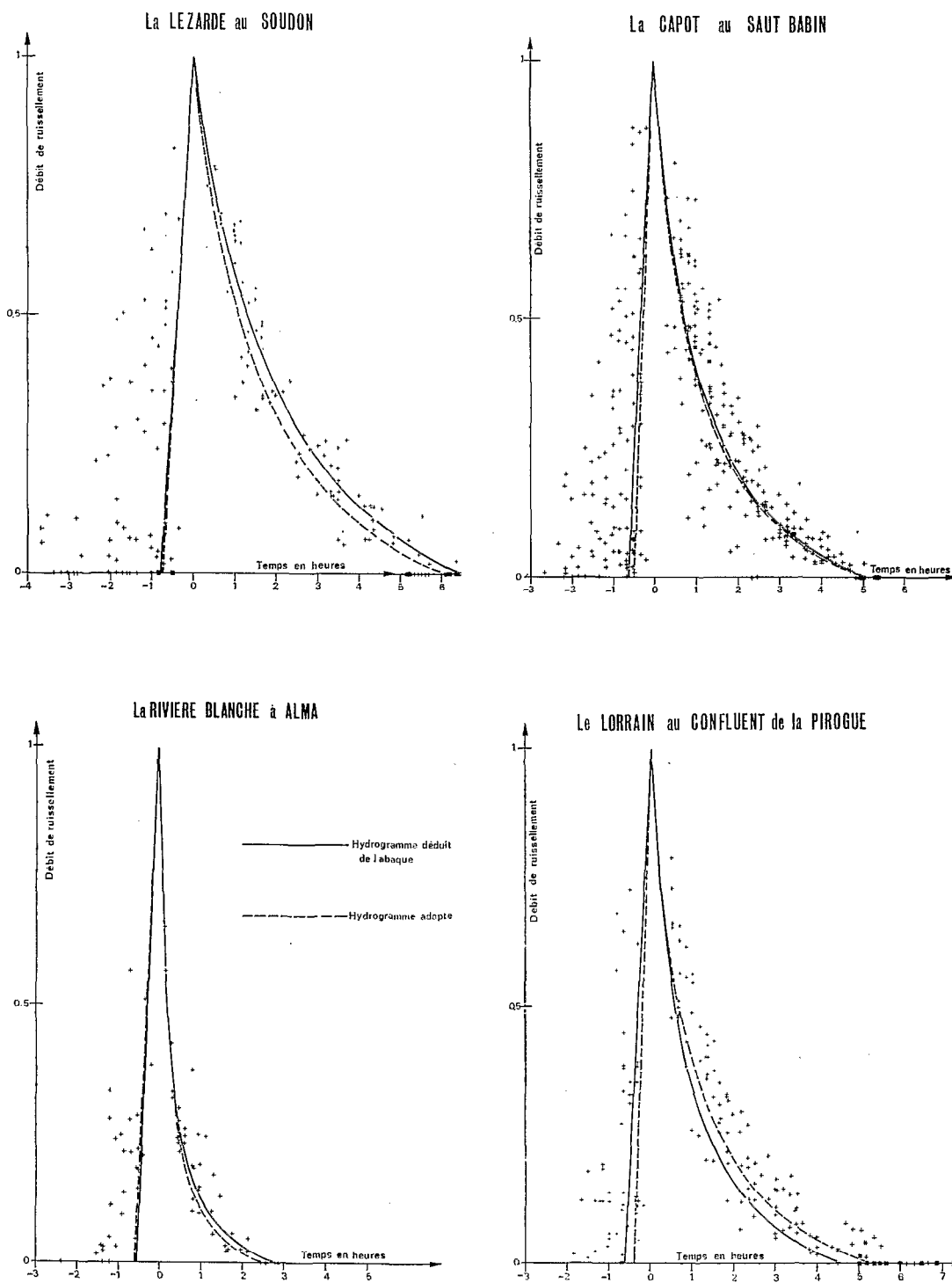


Fig. 6. — Détermination des hydrogrammes-type

pendant la décrue ; on a fait l'hypothèse qu'à la montée de la crue l'écoulement de base est constamment égal au débit de début de crue. Les points qui ponctuent la décrue sont alors abaissés de la quantité voulue pour que, en conservant les mêmes axes, le graphique représente un véritable hydrogramme de ruissellement. Tous les hydrogrammes ponctués finalement obtenus pour une même station sont alors superposés de manière que leur pointe de crue coïncide. Ils sont ensuite reportés sur un même calque. On obtient en fin de compte sur ce dessin un nuage de points montant de l'axe des temps jusqu'à un sommet unique, et de là, un nuage de points descendant qui figure la décrue.

### 3.3. DÉTERMINATION DE LA FORME DE LA CRUE-TYPE

Les graphiques obtenus de cette façon rendent manifeste, bien que floue, la forme caractéristique de l'hydrogramme, la crue-type des rivières, en chacune des quelques dix stations étudiées en Martinique. Cela n'exclut nullement une assez grande dispersion des points qui dessinent cette forme. Une première cause de dispersion est que les crues retenues ne sont pas toutes unitaires ; bien que simples, elles sont fréquemment perturbées à la crue comme à la décrue, et il n'est pas exclu que parfois elles ne résultent que d'un ruissellement partiel. La dispersion vient ensuite de l'imprécision du pointage lors du dépouillement des limnigrammes, de l'imprécision dans la détermination du point de fin de ruissellement, et de celle qui provient de la schématisation de l'écoulement de base. On doit enfin ne pas perdre de vue que les débits réels ne sont connus qu'avec la précision de l'étalonnage en vigueur au moment de la crue.

On a choisi de représenter la montée de la crue par une droite et la décrue par une hyperbole équilatère dont l'expression analytique est simple et la représentation graphique aisée :

$$Q = Q_0 \frac{a - t}{a + bt}$$

où  $Q_0$  est le débit de pointe et  $t$  le temps compté à partir de l'heure de la pointe. Ainsi «  $a$  » est le temps de décrue et «  $b$  » un coefficient d'ajustement sans dimension.

L'ajustement ne consiste pas à tracer la droite puis l'hyperbole « au milieu des points » du graphique. On ne tient pas, en effet, à prendre en compte une « moyenne » de perturbations qui agissent toutes dans le sens de l'épaississement de l'hydrogramme. Il n'est pas bon non plus de choisir l'enveloppe intérieure du nuage de points car on risquerait alors de prendre pour caractéristique du bassin ce qui n'est qu'accidentel et parfois même erroné. Il convient de procéder par tâtonnement en donnant à «  $a$  » et «  $b$  » des valeurs différentes jusqu'à ce qu'on obtienne un tracé qui semble respecter au mieux la densité locale des points du graphique. L'interprétation personnelle de l'opérateur est donc ici décisive. Elle aura conduit à déterminer les valeurs des trois paramètres de forme de la crue-type en chacune des stations : le temps de montée, le temps de décrue et le coefficient d'ajustement hyperbolique.

### 3.4. PROPRIÉTÉ RÉSULTANT DU CHOIX DE CETTE FORME D'HYDROGRAMME

Soit une crue simple, de temps de montée  $T_m$ , de débit de pointe  $Q_0$ , et de volume de ruissellement  $V$ . On lui associe un hydrogramme triangulaire de mêmes caractéristiques dont le temps de décrue triangulaire a pour expression :

$$TDT = \frac{2V}{Q_0} - T_m$$

Si la crue simple considérée est conforme à une crue-type, son volume a pour expression :

$$V = \frac{1}{2} Q_0 T_m + \int_0^a Q dt \quad \text{avec} \quad Q = Q_0 \frac{a - t}{a + bt}$$

$$V = Q_0 \left[ \frac{1}{2} T_m + \frac{a}{b} \left( \frac{b+1}{b} \text{Log}(b+1) - 1 \right) \right]$$

Il vient, en remplaçant  $V$  par sa valeur dans l'expression de  $TDT$  :

$$TDT = \frac{2a}{b} \left[ \frac{b+1}{b} \text{Log}(b+1) - 1 \right]$$

On voit que le rapport du temps de décrue triangulaire  $TDT$  au temps de décrue réelle «  $a$  » est fonction du paramètre «  $b$  » seul. Lorsque  $b$  tend vers zéro ou vers l'infini, ce rapport tend respectivement vers 1 ou vers zéro.

## 3.5. ESSAI DE DÉTERMINATION DE CARACTÉRISTIQUES RÉGIONALES

Les stations martiniquaises pour lesquelles on a déterminé les paramètres de forme des crues par le procédé qu'on a décrit, sont toutes situées dans une même région aux dimensions restreintes (300 km<sup>2</sup>), qui présente une remarquable unité géographique de relief, de végétation, de sol. L'objectif qu'on s'est fixé est de se donner les moyens de définir la forme approximative de crue-type d'une rivière de cette région, là où aucune observation n'aurait été faite. Mais il faut noter, avant de poursuivre, que la détermination du paramètre  $T_m$  (temps de montée) est sujette à une grande imprécision du fait de sa courte durée. Le temps de montée observé est toujours inférieur à 1 h, et on constate qu'il a tendance à croître avec la superficie du bassin versant.

Il suffit de porter sur un graphique les points de coordonnées (b, a) dont on dispose pour constater que ces deux paramètres ne varient pas de façon indépendante mais présentent au contraire une corrélation assez serrée qui fait croître « a » lorsque « b » décroît. En mentionnant sur le graphique, à côté de chaque point, le nom de la station ou la superficie du bassin versant qui la domine, on voit aisément que la valeur de « a » croît en même temps que la superficie du bassin, tandis que la valeur de « b » décroît. On a d'abord tenté de lier les variations de « a » et de « b » à des paramètres morphologiques tels que la longueur du rectangle équivalent, la dénivelée spécifique, la densité de drainage, ou à certaines de leurs combinaisons suggérées par l'analyse dimensionnelle. Les résultats obtenus n'ont pas présenté d'amélioration sensible sur ceux auxquels on parvient en ne se référant qu'à un seul paramètre morphologique, en l'occurrence la superficie du bassin versant. Il est d'ailleurs permis de penser que l'homogénéité d'une région, notion assez qualitative, se manifesterait éventuellement par l'existence de corrélations serrées entre les paramètres morphologiques eux-mêmes, au point que la prise en compte de l'un d'eux pour seule variable explicative puisse donner des résultats satisfaisants. La superficie du bassin a, ici, joué ce rôle : un petit bassin versant est localisé en altitude, sa forme est compacte et sa pente est forte ; il s'agrandit vers l'aval, d'abord en un couloir étroit qui s'élargit ; ainsi tandis que la superficie s'accroît la forme du bassin s'allonge et sa pente moyenne s'adoucit.

Pour constituer un abaque, on a porté sur le demi-axe Ox les valeurs de « b », sur le demi-axe Oy celles de « a », et sur les demi-axes Ox' et Oy' les valeurs de la superficie S des bassins versants. Par tâtonnements, on a tracé les courbes a(b), b(S) et a(S) de telle façon que, compatibles entre elles, elles soient également représentatives des nuages de points que chacune d'elles traverse. Cet abaque est complété par une courbe représentant les variations du temps de montée avec « b » ; mais, comme on l'a déjà dit, le tracé de cette dernière courbe manque totalement de précision.

Par une démarche inverse, on tire maintenant de l'abaque les valeurs théoriques de « a » et de « b » qu'on aurait attribuées à des bassins versants non étudiés ayant les mêmes superficies. Les écarts qu'on constate entre les valeurs observées et les valeurs tirées de l'abaque indiquent le degré de précision du procédé. Si les valeurs « observées » sont pourtant entachées d'erreurs par suite des imperfections des moyens employés pour les définir, il ne faudrait surtout pas attribuer plus d'exactitude aux valeurs « théoriques » tirées de l'abaque. Sur 10 valeurs, la moyenne des écarts absolus est de 0,4 h pour le temps de décrue « a » et de 0,6 pour le coefficient « b ». L'imprécision devient grande pour des petits bassins versants de quelques kilomètres carrés.

VALEURS OBSERVÉES ET VALEURS THÉORIQUES DES PARAMÈTRES DE FORME DE CRUE

Stations	S bv (km <sup>2</sup> )	«a» observé (h)	«a» théorique (h)	«b» observé	«b» théorique
Alma	4,3	2,5	2,80	11,3	9,8
Lézarde 2	13,0	3,2	3,59	8,0	7,7
Madame	14,3	4,0	3,70	7,25	7,5
Station Eaux Sud	17,1	3,7	3,90	8,05	7,05
Roxelane	19,3	3,5	4,00	6,6	6,7
Fd Ferret	22,2	4,0	4,28	6,3	6,3
Lorrain	26,0	5,25	4,54	5,5	5,9
Saut Babin	34,1	5,0	5,02	5,3	5,05
Soudon	62,5	6,0	6,42	3,6	3,0
Pont Soudon	66,7	7,0	6,60	2,48	2,8

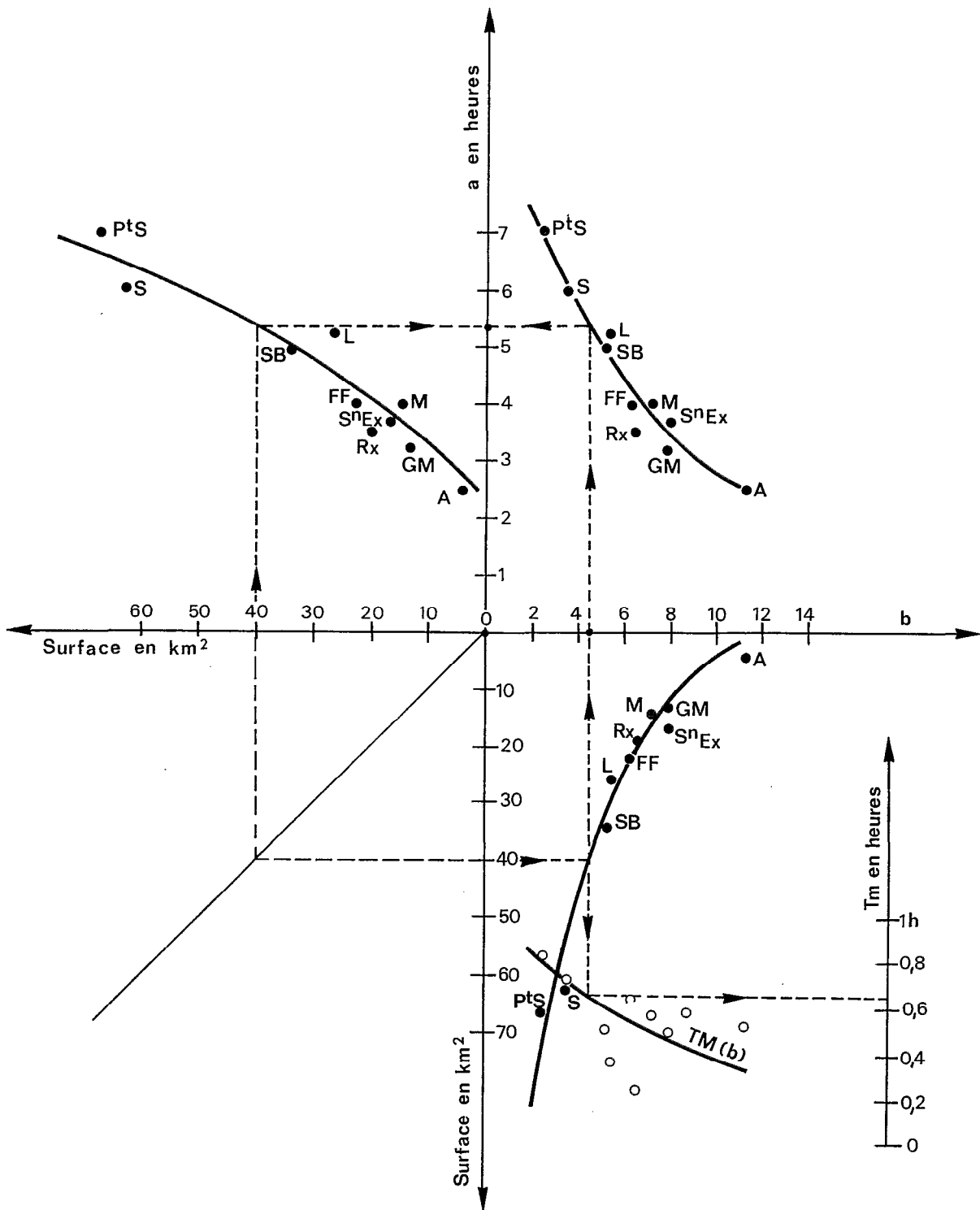


Fig. 7. — Variations des paramètres de forme des crues avec la superficie des bassins versants

#### 4. COHÉSION DES RÉSULTATS

On a vu au paragraphe 1 que, lorsque la durée de précipitation est comptée en heures consécutives, la hauteur ponctuelle d'une averse, à plus de 400 m d'altitude dans la région des Pitons notamment, est liée à sa durée et à sa fréquence par une relation de la forme :

$$H(t, T) = H_1 t^\alpha T^\beta$$

où  $t$  est la durée de l'averse et  $T$  le temps de récurrence.

Au paragraphe 2 on a exposé les résultats de l'étude statistique des débits de pointe de crue qu'à l'aide d'un abaque on peut déterminer en fonction de la superficie du bassin et du temps de récurrence de la crue.

Au paragraphe 3 on a montré que, dans la même région des Pitons, la forme des crues simples est liée à la superficie des bassins versants.

On se propose maintenant de montrer que ces résultats sont cohérents. Pour cela, on calculera les coefficients de ruissellement théoriques relatifs à une averse de fréquence donnée et à la crue-type qui en résulte. On fait pour cela la première hypothèse que cette crue-type qui en résulte a la même fréquence que celle de l'averse. Cette hypothèse n'est sûrement pas vérifiée pour des crues exceptionnelles, mais elle est acceptable lorsque le temps de récurrence de l'événement n'est pas trop grand.

##### 4.1. CHOIX DE LA DURÉE DE L'AVERSE UTILE SUR UNE SUPERFICIE DONNÉE

L'étude des relations averse-crue n'aurait pu être faite qu'avec des données provenant de bassins versants représentatifs abondamment équipés en pluviographes synchronisés avec des limnigraphes à grande vitesse de rotation. En l'absence de travaux de ce genre, on est réduit dans ce domaine à émettre des hypothèses. On peut admettre que la durée de l'averse est approximativement du même ordre de grandeur que le temps de montée de la crue et que, de forme très dissymétrique lorsque le bassin versant est petit, l'hydrogramme de crue tend vers plus de symétrie lorsque la superficie du bassin augmente. En appelant  $2\theta$  le temps de base de la crue triangulaire,  $t$  la durée de l'averse et  $S$  la superficie du bassin, on suppose qu'une expression de la forme :

$$\frac{\theta}{t} = m + \frac{n}{S} \quad (3)$$

où  $m$  et  $n$  sont des constantes, reflète correctement ces tendances.

Etant donné la promptitude du temps de montée des crues des petits cours d'eau martiniquais, promptitude dont on assimile la durée, par une grossière approximation, à celle de l'averse utile, il est permis de penser que le temps de l'averse utile sur un bassin versant de 5 km<sup>2</sup> dans cette région de Martinique doit être de l'ordre de 1/4 h. D'un autre côté, une étude effectuée dans l'île voisine et comparable de la Guadeloupe montre que la durée de l'averse utile serait de l'ordre de 2 h pour 80 km<sup>2</sup> et de 3 h pour 130 km<sup>2</sup> de bassin versant. Aussi est-on poussé à écrire l'expression (3) sous la forme :

$$\frac{\theta}{t} = 1,35 \left( 1 + \frac{4}{S} \right)$$

On a d'autre part établi en 3.4, puisque  $TDT = 2\theta - Tm$ , que :

$$2\theta = Tm + \frac{2a}{b} \left( \frac{b+1}{b} \text{Log}(b+1) - 1 \right) \quad (4)$$

tandis que  $a$ ,  $b$  et  $Tm$  sont graphiquement liés à  $S$  seul. Il en est par conséquent de même pour  $\theta$ . En reportant sur un graphique les valeurs brutes de  $\theta$  en fonction des superficies des 10 bassins versants correspondants, on peut constater que  $\theta$  semble varier de façon linéaire avec  $S$ . L'expression :

$$\theta = 0,01 (3,05 S + 45) \quad (5)$$

donne une bonne estimation de  $\theta$  lorsque la superficie  $S$  est supérieure à 5 km<sup>2</sup>. Tirée des relations (3) et (5), la durée de l'averse utile s'exprimerait par :

$$t = \frac{3,05 S + 45}{135 (1 + 4/S)} \quad (6)$$

#### 4.2. CHOIX DES FORMULES CARACTÉRISTIQUES DES HAUTEURS D'AVERSE

En arrondissant les paramètres figurant dans les formules  $H(t, T)$  pour que leur emploi soit acceptable dans toute la région où l'éventail des altitudes et des précipitations est large, et qu'il n'existe pas de discontinuité entre la formule courte (inférieure à 1 h) et la formule d'averse longue (supérieure à 1 h), on a convenu d'appliquer les formules :

$$H(t, T) = 55 t^{0,35} T^{0,25} \quad (7)$$

pour  $T \geq 1$  an et  $t \geq 1$  h.

$$H(t, T) = 55 t^{0,62} T^{0,25} + 0,035 \log t \quad (8)$$

pour  $T \geq 1$  an et  $t < 1$  h.

Or, la durée  $t = 1$  h correspond, d'après la formule (6), à une superficie voisine de 35 km<sup>2</sup>. On utilisera donc la formule (7) pour des superficies supérieures à 35 km<sup>2</sup> et la formule (8) pour des superficies inférieures à 35 km<sup>2</sup>.

#### 4.3. CHOIX D'UN COEFFICIENT D'ABATTEMENT

On appelle coefficient  $k$  d'abattement le terme par lequel il faut multiplier la valeur de  $H(t, T)$  pour obtenir la hauteur moyenne de même fréquence intéressant toute la superficie du bassin versant. Les études effectuées par l'ORSTOM sur ce sujet (1) montrent qu'en Afrique intertropicale le coefficient d'abattement des précipitations journalières peut s'exprimer par une formule du type :

$$k = 1 - (x \log T + y) \log S$$

Bien qu'on s'intéresse à des averses dont la durée est plus courte que la journée et que les conditions de relief et de climat ne soient pas les mêmes en Martinique, on fait l'hypothèse que la forme de la relation peut être conservée. Il devient nécessaire d'attribuer une valeur numérique à  $x$  et à  $y$ . Pour l'Afrique intertropicale, les abaques présentés par G. VUILLAUME donneraient sur un bassin de 10 km<sup>2</sup> un coefficient d'abattement de 0,945 pour une averse décennale et de 0,938 pour une averse cinquantennale. En d'autres termes, le paramètre  $x$  prendrait la valeur 0,01 et le paramètre  $y$  la valeur 0,045. Faute de connaître les valeurs de  $x$  et de  $y$  qui seraient plus sûrement adaptées au contexte martiniquais, on adopte celles dont on se servirait en Afrique intertropicale, et l'expression du coefficient d'abattement devient :

$$k = 1 - (0,01 \log T + 0,045) \log S \quad (9)$$

Bien que les valeurs numériques affectées à  $x$  et  $y$  ne représentent peut-être que grossièrement la réalité martiniquaise, il n'en reste pas moins qu'entre les limites dont il est question (bassins versants inférieurs à 80 km<sup>2</sup> et temps de récurrence inférieur à 100 ans) le coefficient d'abattement est toujours très élevé, supérieur à 87%, et ne modifie que modestement la hauteur de l'averse ponctuelle.

#### 4.4. CALCUL DU COEFFICIENT DE RUISSELLEMENT

La lame d'eau ruisselée  $L$  a pour expression :

$$L = \frac{V}{S} = \frac{Q \times \theta}{S} = \frac{q \times S \times \theta}{S}$$

où  $q$  est le débit spécifique de pointe de crue,  $S$  la superficie du bassin et  $\theta$  la moitié du temps de base de la crue triangulaire. En conservant les unités de mesures habituelles (mm, m<sup>3</sup>/s, km<sup>2</sup>, h) on obtient :

$$L = 3,6 q\theta \quad (10)$$

D'un autre côté, la hauteur moyenne de l'averse-type a pour expression :

$$P = k H \quad (11)$$

(1) G. VUILLAUME : L'abattement des précipitations journalières en Afrique intertropicale : variabilité et précision des calculs. *Cah. de l'ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. 11, n° 3, 1974.

Le coefficient de ruissellement théorique s'exprime donc par  $Kr = \frac{L}{P}$ , ou :

$$Kr = \frac{3,6 q^{\theta}}{k H} \quad (12)$$

où  $q$ ,  $\theta$ ,  $k$ ,  $H$  ont été entièrement définis par les valeurs du temps de récurrence  $T$  et de la superficie  $S$ .

#### 4.5. RÉSULTATS ET CONCLUSION

Tous les éléments étant rassemblés on a calculé les valeurs de  $Kr$  pour les temps de récurrence 1, 2, 5, 10, 20, 50, 100 ans et pour des superficies de 5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70 et 80 km<sup>2</sup>.

COEFFICIENT DE RUISSALLEMENT THÉORIQUE  $Kr$   
(en %)

Superficie (km <sup>2</sup> )	Récurrence (années)						
	1	2	5	10	20	50	100
5	48	60	73	81	86	89	90
10	39	47	58	63	67	70	70
15	36	43	53	58	61	64	63
20	33	40	48	53	56	57	57
30	30	37	44	48	51	52	52
40	29	36	43	47	49	51	51
50	29	36	43	47	49	51	51
60	29	36	43	47	49	51	51
70	29	36	43	47	49	51	51
80	29	35	43	46	49	50	50

Ces résultats montrent que le coefficient de ruissellement théorique :

- varie entre des limites habituelles dans un pays à fort relief et à forte pluviosité,
- croît avec le temps de récurrence de l'averse, mais de façon de moins en moins sensible,
- décroît très vite lorsque la surface augmente, tout en restant petite,
- ne varie presque plus avec la surface lorsque celle-ci devient supérieure à 40 km<sup>2</sup>.

L'ordre de grandeur, l'amplitude et le sens des variations de ce coefficient théorique sont conformes à ce que l'expérience et les mesures effectuées ailleurs auraient pu suggérer. Ils ne font pas apparaître d'anomalies qui feraient suspecter la validité des conclusions de l'étude des pluies et de l'écoulement. Ce n'est pas une démonstration de la cohérence de ces conclusions, mais la vérification que l'emploi prudent qu'on peut en faire ne risque pas de conduire à des résultats incompatibles, ou défiant le bon sens. Cet emploi doit être prudent car il faut éviter deux écueils :

- le premier consisterait à étendre ces résultats à l'ensemble de la Martinique, car on ne dispose pas encore des moyens de vérifier le bien fondé de cette extension,
- le second consisterait à prendre pour valeurs réelles du coefficient de ruissellement (valeurs qu'on ne saurait obtenir autrement que par des mesures d'averses et de crues correspondantes sur des bassins versants représentatifs), celles qu'on a obtenues par le calcul à l'aide de formules (6) et (9) ne reposant que sur de simples présomptions et qui n'intéressent, sur le plan théorique, que des épisodes de type unitaire.



BIBLIOGRAPHIE

- BOUYNE (J.-P.), KLEIN (J.-C.), MONIOD (F.) – 1974 – Etude hydrologique du bassin de la Grande Rivière à Goyaves (Guadeloupe). Campagne 1973. *ORSTOM*, Paris, septembre.
- GUISCAFRE (J.), KLEIN (J.-C.), MONIOD (F.) – 1974 – Synthèse des Ressources en Eau de surface de la Martinique. *ORSTOM*, Paris.
- KLEIN (J.-C.) – 1971 – Recensement des inondations anciennes aux Antilles françaises. *ORSTOM*, Basse-Terre, janvier.
- KLEIN (J.-C.) – 1973 – Estimation des débits de pointe de crues de la rivière Madame à l'entrée de Fort-de-France, selon les différents mois de l'année. *ORSTOM*, Fort-de-France, novembre.
- MONIOD (F.) – 1969 – Calcul automatique des paramètres de l'hydrogramme standard. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. 6, n° 2.
- VUILLAUME (G.) – 1974 – L'abattement des précipitations journalières en Afrique intertropicale : variabilité et précision des calculs. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. 11, n° 3.