

Contribution des modèles numériques de terrain à la simulation des écoulements dans un réseau hydrographique

Exemple du bassin de Bras-David (Guadeloupe)

Christian DEPRAETÈRE (1) et Frédéric MONIOD (1)

RÉSUMÉ

Les modèles numériques de terrain (MNT) sont des fichiers contenant les altitudes d'une surface topographique, échantillonnée selon une trame carrée (pas d'échantillonnage d'un fichier raster du relief). A partir de ces fichiers, il est possible d'établir un modèle de drainage de la surface suivant la méthode dite de la « descente maximale » (approximation d'un écoulement superficiel dans la direction de la ligne de plus grande pente). Le modèle ainsi obtenu à partir du MNT comporte deux types d'artefacts qu'il convient de corriger, afin de respecter le principe de la connexité à l'exutoire des « chemins de l'eau » simulés dans les zones exoréiques: dépression fermée et boucle de drainage.

Le modèle de drainage corrigé est utilisé pour extraire le réseau de talwegs devant servir à définir le réseau hydrographique qui lui est associé. Le seuillage du réseau se fait en fonction d'un critère d'encaissement des formes de terrain, mesuré à partir du MNT. Le réseau ainsi obtenu permet de simuler l'écoulement concentré lié à la présence de ces talwegs.

Une estimation de deux caractéristiques hydrodynamiques des bassins versants représentés par le MNT peut être faite: le temps de réponse T_r , donné par rapport à une impulsion instantanée, et le débit maximum spécifique Q_{max} . Ces valeurs sont obtenues à partir de cinq paramètres:

— A: surface du bassin;

— a et b: paramètres d'une loi de pente établie de façon statistique sur l'ensemble du réseau du bassin versant (loi liant les surfaces drainées aux pentes des talwegs);

— m et k: paramètres statistiques dépendant des trois précédents et résultant de l'ajustement d'une fonction théorique, qui représente un hydrogramme idéalisé à la densité de probabilité des temps de parcours. Bien qu'il ne soit pas possible de donner une interprétation physique à ces deux paramètres, m et k sont relatifs à la structure du réseau hydrographique.

Un exemple d'application est donné sur le bassin de Bras-David (34 km²) en Guadeloupe. Les caractéristiques hydrodynamiques simulées respectent l'ordre de grandeur des valeurs observées sur des crues unitaires réelles. La cohérence des simulations sur les sous-bassins est testée au niveau des principales confluences. L'analyse des résultats de la simulation à l'échelle des sous-bassins suggère une différenciation régionale hydrologique, liée à des contrastes dans la structure des réseaux hydrographiques et de leurs pentes. Une étude de sensibilité des résultats au pas d'échantillonnage du MNT est présentée.

L'hypothèse de l'homogénéité des autres facteurs affectant les temps de parcours sur le réseau étant faite, la méthode proposée permet d'esquisser certaines propriétés de formes de l'hydrogramme unitaire, liées exclusivement aux pentes des profils en long et aux caractéristiques du réseau.

MOTS CLÉS: Simulation des écoulements — Hydrogramme unitaire — MNT — Réseau hydrographique — Talweg.

ABSTRACT

WATER FLOW SIMULATION WITHIN A RIVER NETWORK EXTRACTED FROM DIGITAL ELEVATION MODEL. THE EXAMPLE OF THE BASIN OF BRAS-DAVID (GUADELOUPE)

The Digital Elevation Model (DEM) contains gridded elevation data (raster file). A drainage model of the topographic surface can be deduced according to the "steepest descent" algorithm. Two sampling and calculation artifacts may be found on the crude drainage model: closed depression (pit) and drainage loop.

(1) Laboratoire d'hydrologie de l'Orstom, Montpellier.

The upgraded drainage model is used to extract the talweg network from which the river network will be deduced. An embedding criterion as well as the drained surfaces, both calculated from the DEM, are statistically related to enable an objective thresholding of the river network.

Two hydrodynamic characteristics of simulated runoff on this thresholded network are calculated: time of peak discharge T_r and specific peak discharge $Q_{max}T_r$ is calculated from an instantaneous rainfall (Dirac pulse) applied all over the catchment. Five parameters are used for their calculation:

- A : area of the basin;
- a et b : parameters of the slope gradient law statistically calibrated on the entire river network of the basin;
- m et k : these two parameters are related to the three previous ones. They result from the adjustment of an idealistic unit hydrograph shaped theoretical function on the probability densities of transit times. Although it is not possible to give a precise physical meaning of m and k , both reflect the structure of the river network.

The method is illustrated by an application on the basin of Bras-David (30 km²) located in Guadeloupe (French Caribbean). The simulated hydrodynamic parameters fit with the figures observed on actual hydrographs. Cohesion of simulations are tested on several confluences within the basin. Contrasts of hydrological responses at the subcatchment scale are induced by differences in river network structure and slope gradients amongst them. Sensitivity of simulated parameters toward the sampling size of elevation (step of the DEM) highlight a steady trend in figures, at least up to a step of 250 metres.

Assuming the homogeneity of all the other factors that may affect the runoff, the method sketches the main characteristics of the unit hydrograph that are exclusively linked to river network structure and slope gradients of talwegs.

KEY-WORDS: Water flows simulation — Unit hydrograph — DEM — River networks — Talweg.

Relief et processus de ruissellement sont intimement liés, au point qu'il semble possible de déduire l'un de l'autre. Les notions de talwegs et de rivières sont ainsi souvent assimilées à un même tout indissociable. Cet amalgame peut conduire à des excès de langage. A maintes reprises, il nous a été donné de constater l'assimilation qui était faite entre les notions de réseau de drainage, de talweg et de rivière, les intervenants utilisant l'un ou l'autre terme sans qu'aucun ne semble les différencier. Ces écarts de langage peuvent cependant conduire à une confusion de la pensée. Un des exemples les plus caricaturaux se trouve dans les travaux de Buache (1756). Ce dernier fait l'hypothèse que les reliefs se situent sur les marges des grands bassins hydrographiques et imagine de toute pièce des chaînes de montagnes ceinturant les principaux bassins versants du nord de la France (fig. 1). Il a déduit les formes de terrain des processus hydrologiques qui les génèrent. Dans le même esprit mais avec des moyens différents, notre époque a vu apparaître des modèles de simulation d'évolution de formes de terrain (AHNERT, 1976; ARMSTRONG, 1976), à partir de prémisses géomorphologiques.

Notre démarche sera inverse puisqu'elle tentera de modéliser certaines caractéristiques des processus hydrologiques en fonction d'une topographie connue. L'objet de cette recherche est de considérer le relief des bassins versants dans la modélisation hydrologique de leur fonctionnement. Ceci n'est pas une nouveauté: prendre en compte la pente moyenne d'un bassin est déjà une façon d'incorporer des informations morphologiques, sur le bassin modélisé. L'évolution se situe davantage sur les moyens. La disponibilité de modèles numériques de terrain (MNT), donnant une représentation des surfaces topographiques sous la forme d'altitudes connues aux nœuds d'une grille à maille carrée, facilite l'analyse du relief. Ils peuvent être calculés par interpolation en fonction des courbes de niveau et des points cotés numérisés à partir de carte (DEPRAETÈRE, 1990). L'apport des MNT se situe à plusieurs niveaux. Pour ne citer qu'un exemple simple, la carte des pentes est obtenue directement à partir du MNT. Nous verrons que leur rôle ne se limite pas à faire mieux et plus vite. Ils s'avèrent des outils d'investigation et de compréhension du fonctionnement hydrologique des bassins, grâce en particulier aux possibilités de simulation des écoulements qu'ils offrent.

MODÉLISATION DES ÉCOULEMENTS A PARTIR DE MNT

Les hydrologues s'accordent pour distinguer l'écoulement superficiel de l'écoulement sub-superficiel ou hypodermique qui suppose l'infiltration des eaux de pluie suivie de leur transit dans les sols le long du versant. Par définition, le MNT donne une représentation discrète d'une surface supposée continue. Il va sans dire qu'il s'agit d'une simplification de la réalité physique de la surface topographique. Toutes choses égales par ailleurs, cette représentation sera d'autant plus précise que le pas du MNT (résolution spatiale, soit la taille des mailles de la grille) sera fin et que l'erreur sur l'estimation des altitudes sera faible. Le choix du pas ainsi que la méthode de calcul vont avoir des conséquences directes sur la qualité du modèle de drainage qui en découle. L'écoulement superficiel se faisant dans le sens de la ligne

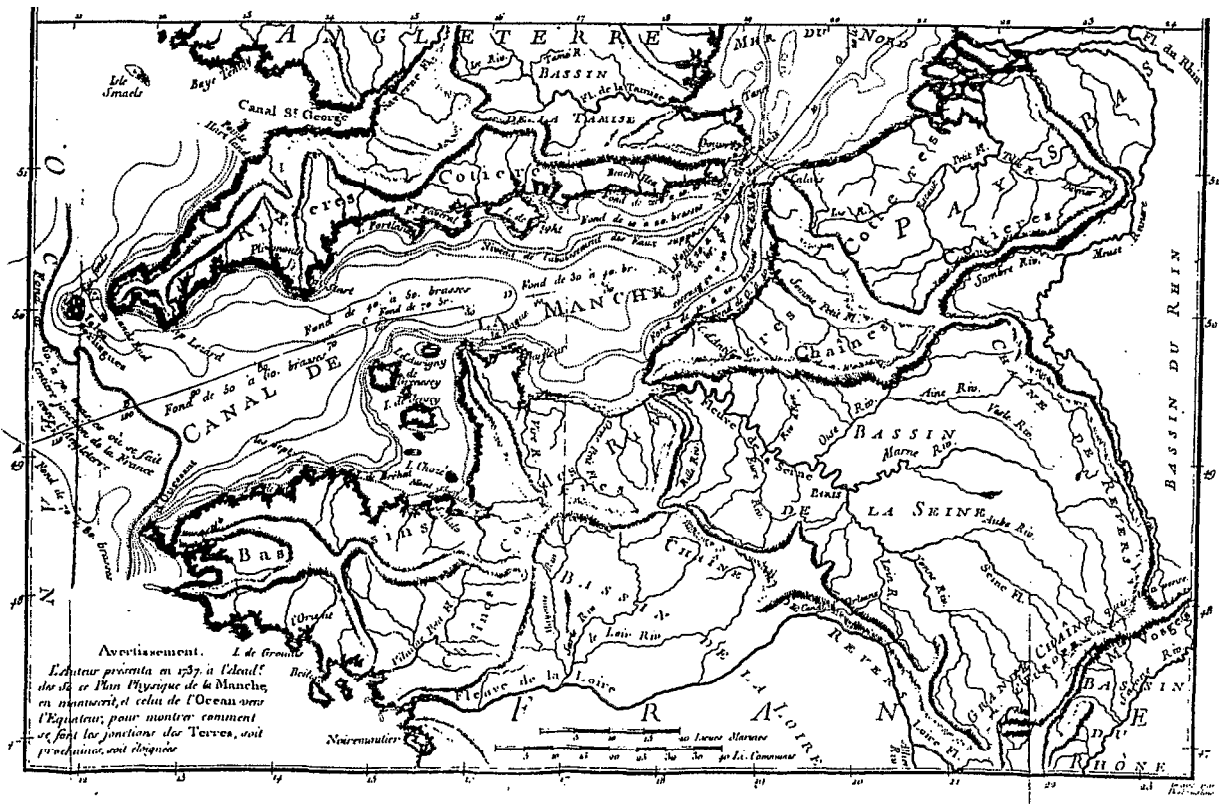


FIG. 1. — Parties du nord de la France et du sud de l'Angleterre «dont les eaux s'écoulent directement dans ces mers, depuis les différentes chaînes de montagnes» (BUACHE, 1756, fig. XIV).

de plus grande pente, il suffit de rechercher ces lignes sur le MNT pour parvenir à définir une approximation des directions de drainage.

A partir d'un MNT, la définition de la ligne de plus grande pente peut se faire localement. Par local, nous entendons une maille et ses huit voisines, soit une fenêtre 3×3 mailles. Le principe dit de la « descente maximale » (« steepest descent » des auteurs anglo-saxons) consiste à rechercher la maille voisine d'altitude inférieure, formant la plus forte pente par rapport à la maille centrale. Le transfert de l'écoulement se fait dans son intégralité vers cette maille et elle seule. Dans l'exemple de la figure 2, l'application de la descente maximale indique un drainage vers le sud.

L'écoulement superficiel local dispose de neuf possibilités, l'une correspondant à l'absence d'écoulement lorsqu'aucune des huit mailles voisines ne présente une altitude inférieure (dépression fermée). Les directions de drainage obtenues par cette méthode sont en fait une approximation à $\pm 22,5^\circ$ de la direction effective de l'écoulement.

Cette méthode a l'avantage d'être simple dans son calcul et sa mise en œuvre (balayage systématique du MNT). Elle génère de plus un réseau d'écoulement dépourvu de boucle (deux mailles ou plus se drainant mutuellement). Elle comporte cependant quelques inconvénients liés à la détermination purement locale de l'écoulement :

- multiplicité des écoulements possibles, lorsqu'il existe plusieurs pentes égales vers les mailles voisines. Afin de lever l'indétermination, il est possible d'étendre le voisinage exploré au-delà de 3×3 mailles ou de tenir compte de la direction des écoulements amont;

- réseau d'écoulement comportant de nombreuses « dépressions parasites » : ces artefacts morphologiques résultent en partie de l'interpolation. Ils peuvent être également inhérents au mode d'échantillonnage systématique des altitudes représentées par le MNT : dans le cas d'un canyon par exemple, il est possible que la maille centrale soit dans la vallée alors que les huit voisines correspondent au plateau. En effet, les algorithmes d'interpolation à partir de courbes de niveau ignorent la logique hydrologique de la surface traitée. Pour ce qui est de l'échantillonnage par carroyage, il est possible d'obtenir une configuration locale dépressionnaire, même si la région représentée est exoréique et la précision du MNT parfaite (par exemple, le cas où la maille centrale se situe dans un canyon et les huit mailles voisines

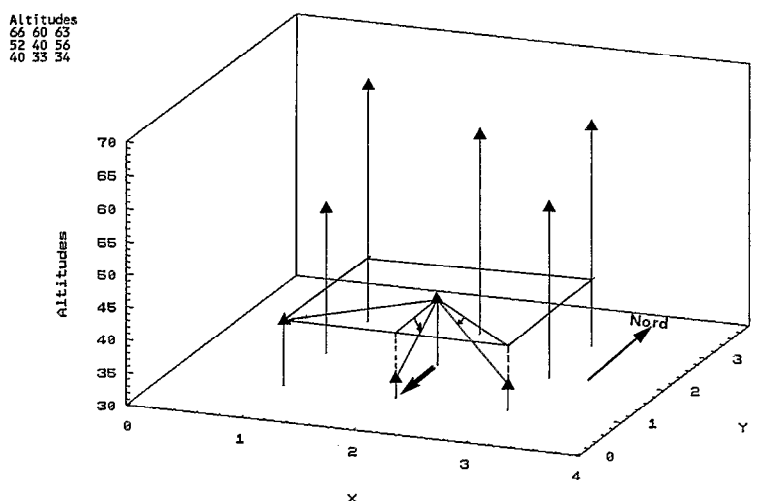


FIG. 2. — Application de la «descente maximale» sur un environnement 3×3 mailles (détermination locale de la direction de drainage).

sur les plateaux qui le bordent). Une solution consiste à tolérer l'écoulement vers une maille voisine d'altitude égale, voire supérieure («montée minimale»). Cette tolérance tend cependant à générer des boucles dans le réseau;

— phénomène important de «dérive» de l'écoulement, simulé par rapport à l'écoulement vrai sur les portions planes: dans ce cas précis, les erreurs d'approximation sur la direction de drainage tendent à se cumuler. Pour éviter cette dérive, il est nécessaire de connaître le cumul des erreurs le long de lignes d'écoulement et de modifier l'écoulement lorsque ce cumul dépasse $\pm 22,5^\circ$. Ce procédé suppose un traitement par ligne d'écoulement du MNT. Il est sensiblement plus difficile à développer et à gérer.

Toutes les méthodes qui tentent de remédier aux inconvénients de la méthode de la descente maximale remettent en cause d'une façon ou d'une autre ses avantages, sans permettre pour autant l'obtention d'un modèle de drainage exempt d'erreurs.

Pour chaque bassin versant de la région couverte par le MNT, le réseau d'écoulement doit respecter le principe de la «connectivité à l'exutoire»: à partir de chaque maille d'un bassin versant, il existe une ligne d'écoulement et une seule permettant d'atteindre l'exutoire, ce dernier pouvant être soit un débouché maritime ou lacustre, soit un bord d'image, soit encore une dépression liée à un endorisme réel (Karst, région désertique, etc.). Le modèle de drainage doit donc comporter un réseau connexe par bassin hydrologique.

Nous l'avons dit, les défauts liés à l'utilisation de méthodes locales génèrent des réseaux qui ne respectent pas ce principe: chaque bassin tend à être subdivisé en sous-réseaux connectés chacun à un artefact, qu'il s'agisse d'une boucle dans l'écoulement ou d'une dépression parasite. Seule une approche globale est susceptible de rendre au réseau simulé la logique hydrologique qu'il est censé représenter. Trois familles principales de traitement peuvent être distinguées:

— traitement par lissage du MNT: il consiste à lisser les altitudes jusqu'à ce que soient supprimées toutes les configurations locales ne présentant pas de mailles voisines d'altitudes inférieures. Cette méthode, simple dans son application, présente deux inconvénients majeurs: numériquement, elle peut être longue à converger, morphologiquement, les modifications apportées au MNT sont mal contrôlées et peuvent provoquer des changements notables dans la position des talwegs. En ce cas, le MNT est donc prétraité avant d'établir le modèle de drainage;

— traitement par modification locale du MNT: seules les zones affectées par les artefacts vont voir leurs altitudes modifiées. Une méthode se fonde sur le principe du lac: les zones dépressionnaires sont relevées jusqu'à atteindre l'altitude du col le plus bas qui leur est associé (col déversoir). Elle génère des zones plates qui restent difficiles à gérer du point de vue du drainage. Elle oblitère également l'éventuelle forme de talweg de ces zones;

— traitement du réseau issu du modèle de drainage: le réseau obtenu à partir du MNT original est utilisé. Ce réseau ne sera modifié que le long de certaines lignes d'écoulement. Un des principes de correction revient à inverser les lignes d'écoulement, joignant les cols déversoirs à la dépression qui leur est associée, ces tronçons étant les seuls à être incohérents. Cette opération permet un chaînage des zones dépressionnaires les unes aux autres, en ne modifiant pas la structure du réseau dérivé du MNT. Cette méthode ne peut être appliquée simplement que si les cols déversoirs d'amont en aval du profil en long des vallées présentent un étagement décroissant.

Aucun de ces traitements n'est à l'abri d'erreur dans la correction du modèle de drainage. La correction interactive reste, à ce jour, la seule méthode permettant de lever certaines incertitudes liées à des configurations de drainage complexe. Cette méthode a été utilisée dans le cas de notre étude.

Le réseau de drainage final (fig. 3) sert de base à de multiples traitements hydrographiques de la surface: recherche des bassins versants, surfaces drainées, longueurs de lignes d'écoulement, distances à l'exutoire, etc. Seuls, le modèle de drainage, l'extraction de bassin versant et les surfaces drainées seront utilisés lors de la simulation.

Deux autres informations de nature morphologique seront nécessaires: les pentes ainsi qu'un critère d'encaissement des formes, la convexité horizontale.

La pente d'une maille est calculée localement vers la maille voisine d'altitude inférieure, formant la pente la plus forte à partir de celle-ci (cf. fig. 2). Elle mesure le rapport entre la dénivelée de ces deux mailles et leur distance: cette distance est égale au pas d'échantillonnage du MNT pour les mailles voisines ayant un côté commun avec la maille centrale (maille axiale), et à $\sqrt{2}$ fois le pas pour les autres mailles voisines (mailles diagonales). Cette méthode de calcul a été choisie parce qu'elle est adaptée à la caractéristique que l'on souhaite estimer, à savoir la pente de la descente maximale.

La convexité horizontale mesure la courbure de la courbe de niveau dont l'altitude est égale à celle de la maille centrale, par rapport aux mailles voisines (fig. 4). Par convention, cette courbure est ramenée à un angle compris entre -180° (cas des dépressions) et 180° (cas des sommets). Les valeurs négatives indiquent une convergence des lignes de plus grande pente à l'échelle locale (bas de versant, fond de vallée, talweg), les valeurs positives signalent au contraire une divergence de ces mêmes lignes (sommets de versant, crête). Pour les sites de cols, la valeur obtenue est égale à la somme de plusieurs angles. Dans ces cas, les valeurs positives ne sont pas toujours interprétables en terme de divergence des lignes de plus grande pente. Ces mesures de courbures seront utilisées pour identifier le réseau de talwegs en combinaison avec les surfaces drainées.

SIMULATION DES TRANSFERTS DANS LE RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE A PARTIR D'UN MNT

La diversification du réseau hydrographique facilite probablement l'écoulement des eaux de surface en favorisant l'évacuation du ruissellement. La pente du cours d'eau agit dans le même sens. La forme et la pente du réseau hydrographique d'un bassin versant, c'est-à-dire sa disposition, ont donc probablement une influence majeure sur la forme de l'hydrogramme caractéristique du ruissellement de ce bassin.

MONIOD (1983) propose deux paramètres adimensionnels, m et k , susceptibles de définir cette «disposition» du réseau. Dans une situation fictive d'uniformité des facteurs de ruissellement et sous un certain nombre d'hypothèses

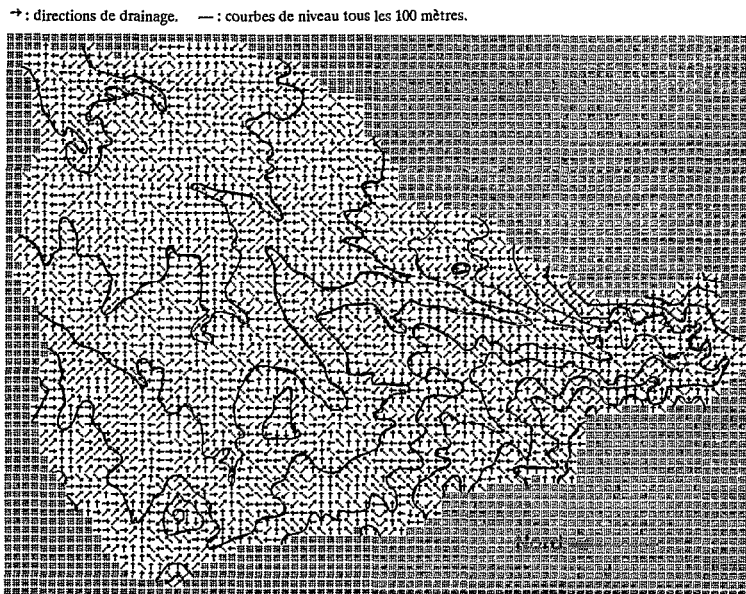


FIG. 3. — Exemple de modèle de drainage obtenu à partir d'un modèle numérique de terrain.

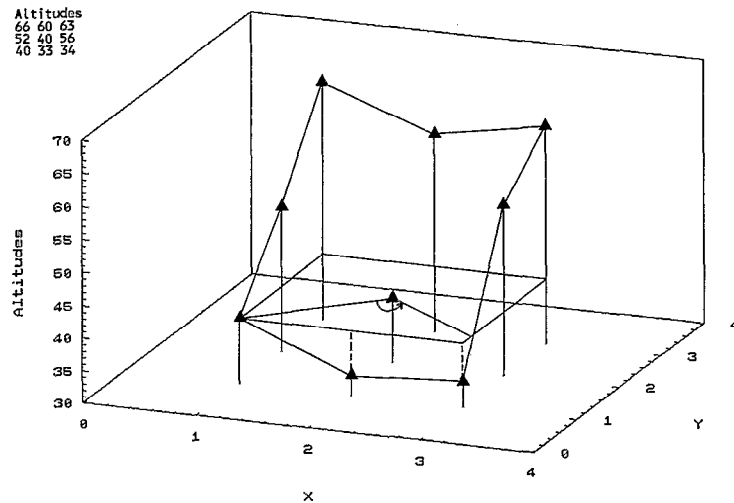


FIG. 4. — Exemple de mesure de la convexité horizontale sur un environnement 3 × 3 mailles.

simplificatrices, l'association de ces deux paramètres à des caractéristiques physiques de pente et de superficie du bassin versant conduit à déterminer sans ambiguïté deux grandeurs homologues du temps de montée et du débit spécifique de crue de l'hydrogramme caractéristique du bassin versant. Cet hydrogramme ne prétend pas se confondre avec l'hydrogramme réel. Dans le meilleur des cas — celui où la disposition du réseau hydrographique est très largement prépondérante dans la genèse de la crue au regard de tous les autres facteurs physiques déterminant le ruissellement — la forme de l'hydrogramme théorique peut se rapprocher de celle de l'hydrogramme réel.

HYPOTHÈSE SUR LES CHEMINS DE L'EAU

N'importe quel élément de surface du bassin est susceptible de ruisseler. Cet élément maille du MNT produit un volume d'eau, reçoit de l'eau ruisselée de l'amont, transfère cette eau en aval par un seul chemin qui est un élément de talweg. La pente de cet élément de cours d'eau est le rapport de la dénivelée des deux mailles productrice et réceptrice, à leur distance. Par la suite, on assimilera uniformément cette distance à la longueur du côté de la maille.

HYPOTHÈSE SUR L'EXISTENCE D'UNE LOI DE PENTE DU BASSIN

Cette hypothèse n'est indispensable que pour dissocier les rôles spécifiques de la forme et de la pente du réseau hydrographique.

On associe la pente i du lit du cours d'eau en un point considéré du réseau hydrographique, à la superficie S du bassin dont ce point est l'exutoire. S est exprimé en km^2 :

$$i = a^2 S^{-2b}$$

a et b étant les deux paramètres de cette loi de pente, qu'on détermine sur tout le bassin par l'ajustement linéaire $\text{Log } i = -2b \text{ Log } S + \text{Log } a^2$.

HYPOTHÈSE SUR LE TRANSFERT DE L'EAU

La vitesse de transfert de l'eau d'une maille vers l'autre est supposée liée à la pente et à l'abondance de ce volume, c'est-à-dire à l'étendue du bassin versant drainé en cette maille:

$$V = K S^c i^{1/2}$$

D'où il vient que $V = K a S^{c-b}$ où K et c sont deux autres paramètres liés à la rugosité du lit et à la forme de la section transversale du lit. Pour une forme triangulaire, c est voisin de 0,16, tandis que pour une forme semi-circulaire,

c est voisin de 0,33: on est ainsi amené à attribuer conventionnellement à c la valeur 0,2. La valeur de K n'est pas plus accessible que celle de c et on sera amené, pour homogénéiser les ordres de grandeur des caractéristiques de formes théoriques et réelles, à attribuer conventionnellement à K la valeur 4.

En appelant A la superficie du bassin versant et N le nombre de mailles qu'il contient, le temps de transfert de l'eau d'une maille vers sa voisine s'exprime par:

$$t = (1\ 000/K.a) N^{-1/2} A^{1/2} S^{b-c}$$

où le temps est exprimé en secondes et les superficies en km².

Si la superficie S drainée au point considéré est M mailles, il vient (t et T en secondes, A en km²):

$$t = (1\ 000/K.a) A^{1/2+b-c} N^{-1/2}(M/N)^{b-c}$$

Le temps de transfert jusqu'à l'exutoire du bassin est obtenu en sommant les temps élémentaires tout le long du trajet suivi par l'eau:

$$T = (1\ 000/K.a) A^{1/2+b-c} \Sigma N^{-1/2}(M/N)^{b-c} = (1\ 000/K.a) A^{1/2+b-c} T^*$$

Le terme T* est indépendant de la surface du bassin versant.

HYPOTHÈSE SUR LA DISTRIBUTION STATISTIQUE DES VALEURS DE T*

On pose par hypothèse que les valeurs de T* sont distribuées statistiquement selon une loi de la forme:

$$1 - F = \exp(-kT^{*m})$$

$$\text{ou } \text{Log}(-\text{Log}(1 - F)) = m \text{Log } T^* + \text{Log } k$$

Les limites vers lesquelles tendent m et k lorsque le pas du MNT tend vers zéro sont caractéristiques de la disposition du réseau hydrographique.

La valeur modale de cette distribution est obtenue pour:

$$T^* = D = ((m - 1)/(k.m))^{1/m}$$

et la densité de probabilité correspondante est:

$$P = m k((m-1) / (e.m.k.))^{(m-1)/m}$$

Cette formule modale de la loi de distribution des temps de parcours de l'eau jusqu'à l'exutoire de tous les points du bassin est l'homologue de la pointe de crue caractéristique. Afin d'exprimer les résultats en temps de réponse T_r et de débit Q*, on introduit le facteur dimensionnel:

$$(1\ 000 / K.a) A^{1/2+b-c}$$

en attribuant à K et à c les valeurs conventionnelles 4 et 0,2.

Il vient finalement (T_r en secondes, A en km²):

$$T_r = 250 / a A^{0,3+b} ((m - 1) / (k.m))^{1/m}$$

$$\text{et } Q^* = 4a A^{-(0,3+b)} m k((m - 1) / (e.m.k.))^{(m-1)/m}$$

Le débit de pointe Q* est exprimé en m³/s par km² de bassin versant et par millimètre ruisselé.

On remarque que le paramètre m fixe la valeur du produit:

$$\text{Tr}.Q^* = 1\ 000(m - 1)e^{-(m-1)/m}$$

APPLICATION AU BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE BRAS-DAVID (GUADELOUPE)

PRÉSENTATION DU BASSIN

Le bassin de Bras-David occupe le versant au vent de l'île de Basse-Terre (fig. 5). La partie du bassin utilisée dans cette étude (fig. 6) est de 33,83 km². Ce bassin occupe le versant nord-est du massif de la Soufrière. Les altitudes s'étagent entre 130 et 1 150 m. L'ensemble repose sur des terrains volcaniques entièrement couverts par la forêt.

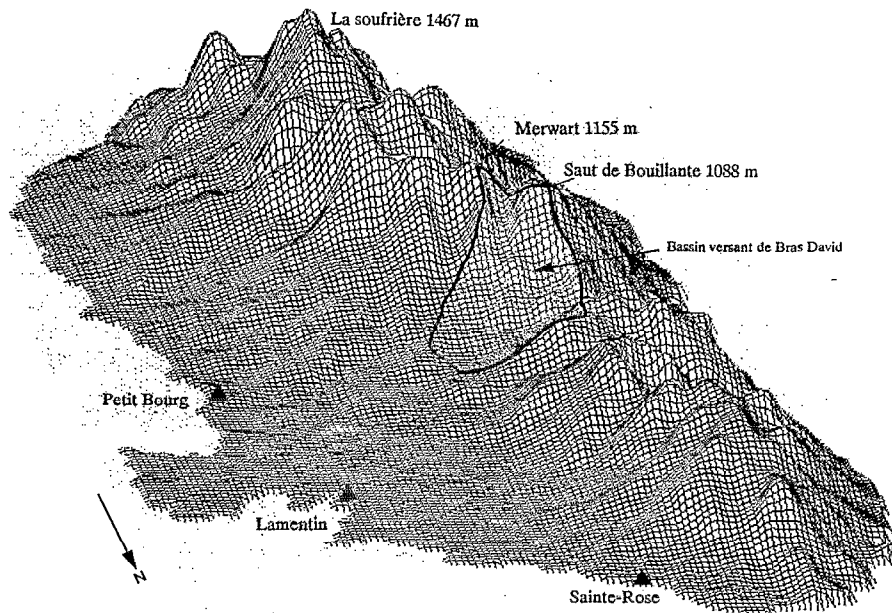


FIG. 5. — Localisation du bassin de Bras-David sur l'île de Basse-Terre (Guadeloupe).

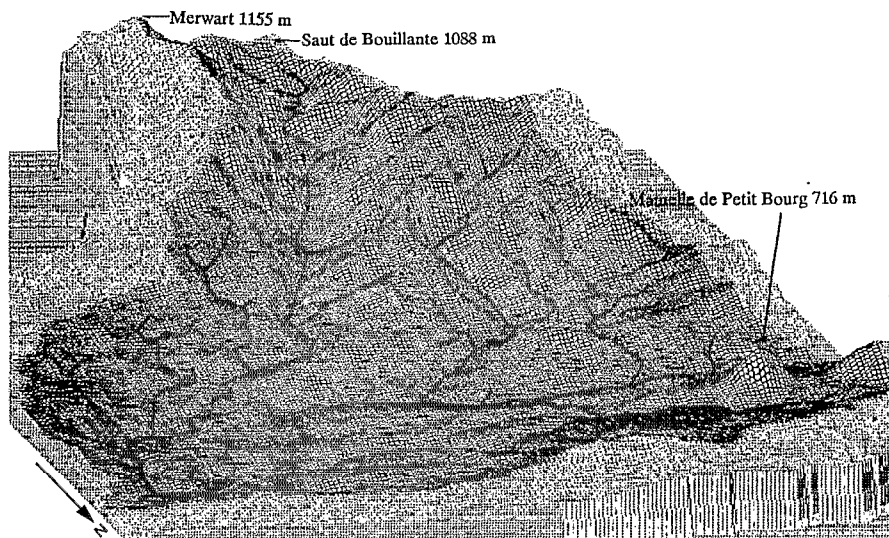


FIG. 6. — Le bassin de Bras-David vu du nord-est:
 — bassin proprement dit en noir;
 — un réseau de drainage seuillé à 12 hectares (100 mailles) apparaît dans le bassin.

L'édifice volcanique a été puissamment disséqué par un réseau de rivières. Le recoupement des crêtes a fait disparaître les planèzes de l'édifice volcanique originel. Le réseau hydrographique est marqué par des influences structurales liées à des failles, ce phénomène se traduisant par des tronçons rectilignes de plusieurs kilomètres sur le bassin de Bras Saint-Jean (alias rivière Corrosol).

Les précipitations moyennes annuelles comprises entre 2 000 et 5 000 mm présentent un gradient en fonction de l'altitude. L'examen de quelques hydrogrammes unitaires mesurés légèrement en aval de l'exutoire du bassin étudié (surface du bassin 36 km²), sur la période 1973-1974 (BOUYNE *et al.*, 1973, 1974), nous permet d'estimer un temps

de montée pour les crues de l'ordre de 1 h 20 min, et un écoulement spécifique compris entre 0,11 et 0,23 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ par mm ruisselé (fig. 7). Le coefficient de ruissellement pour des averses de quelques dizaines de millimètres oscille entre 25 et 60%.

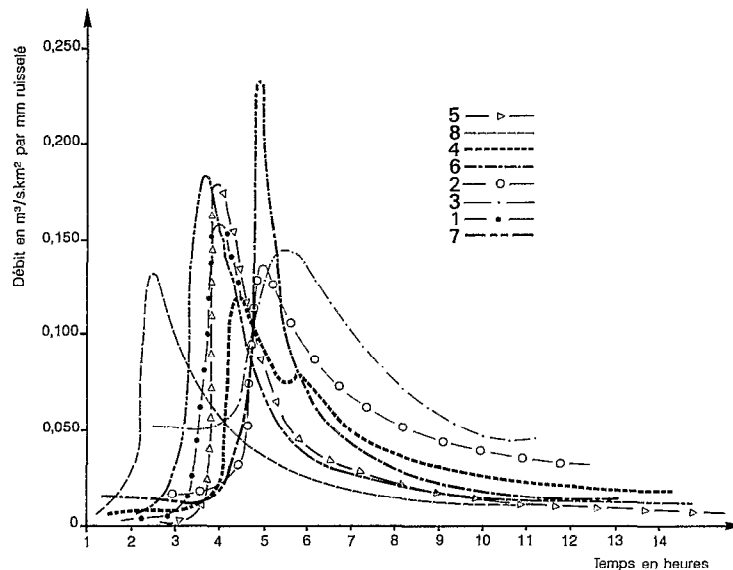
Le MNT a été calculé à l'aide du logiciel Demiurge (DEPRAETÈRE, 1991) à partir de la carte au 1/25 000 de l'Institut géographique national, couvrant l'ensemble de l'île. Les courbes de niveau ont été saisies avec un intervalle de 25 m. Le pas du MNT calculé est de 35 m soit 27 617 mailles pour l'ensemble du bassin. La résolution de ce MNT est suffisamment fine pour rendre compte du réseau de talwegs qui caractérise le bassin.

EXTRACTION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE A PARTIR DU MNT

Les simulations faites jusqu'alors avec le modèle de transfert présenté ont été réalisées sur des MNT à pas large faits à la main (MONIOD, 1983; SAKLY, 1984). Les directions de transfert devant également être affectées manuellement, le temps de préparation peut devenir excessif pour des pas trop fins. Ceci explique en partie le choix des auteurs en matière de résolution. La détermination du sens de drainage nécessite que chaque maille soit traversée par au moins une rivière; toutes les mailles sont considérées alors comme « drainantes », au sens où elles transfèrent sous la forme de ruissellement concentré l'ensemble des écoulements issus des versants locaux et des tronçons de rivières amont. Le réseau ainsi obtenu est donc à la fois global puisque tout le bassin est drainant, et schématique car les directions de drainage qui forment la trame du réseau sont issues d'un pas d'échantillonnage large des altitudes (en pratique, le drainage établi manuellement à partir d'un carroyage large n'est pas issu d'un calcul de gradient d'altitude, mais des directions des rivières observées sur la carte).

Dans notre cas, nous disposons d'un MNT à pas fin qui permet de saisir de manière détaillée la structure du réseau de drainage du bassin. En revanche, il ne nous est pas possible de considérer toutes les mailles comme étant traversées par une rivière. Le pas du MNT est en effet sensiblement plus petit que les versants, ceux-ci pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres dans la région concernée.

Il peut paraître ambitieux de prétendre extraire un réseau de rivières à partir de l'information topographique seule. Le relief n'est en effet qu'un des facteurs contrôlant l'apparition d'un écoulement concentré. Toutefois, un écoulement concentré, pour peu qu'il soit suffisamment fréquent et important, finit par se traduire morphologiquement par l'appari-



n°	Date	Q _{max} ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	Temps de montée	Lame ruisselée(mm)	%pluie/écoulement	$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ par mm ruisselé
1	12/06/73	162,0	1h 20m	27,7	48,2	0,156
2	20/06/73	10,6	1h 20m	2,1	7,0	0,135
3	26/09/73	37,0	2h 00m	6,8	33,7	0,145
4	10/10/73	55,0	1h 25m	12,0	36,0	0,122
5	06/06/74	113,8	1h 10m	17,1	31,0	0,177
6	31/08/74	259,0	1h 20m	29,6	43,0	0,233
7	14/09/74	171,0	1h 20m	25,0	59,0	0,182
8	20/10/74	80,6	1h 15m	16,5	61,0	0,130

FIG. 7. — Exemples de crues unitaires mesurées sur le bassin de Bras-David.

tion d'un talweg. Ce sera donc par le biais des talwegs que le réseau de rivières devrait être identifiable à partir du MNT. Les talwegs sont identifiables sur le MNT à partir de mesures de courbures locales des formes de terrain. La figure 8, relative aux convexités horizontales, laisse apparaître à la fois le réseau de talwegs et le réseau de crêtes. D'autres mesures de courbures pourraient servir à identifier le réseau de talwegs (DEPRAETÈRE, 1990). Il est nécessaire de mettre en rapport ces critères d'identification morphologique des talwegs avec d'autres informations, relatives au fonctionnement hydrologique du bassin, pouvant être estimées à partir du MNT. La surface drainée (surface du bassin situé en amont d'un point) peut être retenue comme étant un critère d'estimation de la quantité d'eau transitant par le point du réseau considéré. Le graphique de la figure 9 permet d'apprécier la relation entre la surface drainée, considérée comme critère hydrologique d'estimation des écoulements superficiels, et la convexité horizontale servant à identifier morphologiquement les talwegs. La tendance montre une accentuation de la morphologie de talweg avec la superficie drainée. Un seuil morphologique semble apparaître lorsque la surface drainée dépasse une valeur de l'ordre de 100 mailles, soit 12 ha. En deçà de cette valeur, l'encaissement mesuré en fonction de la convexité horizontale décroît

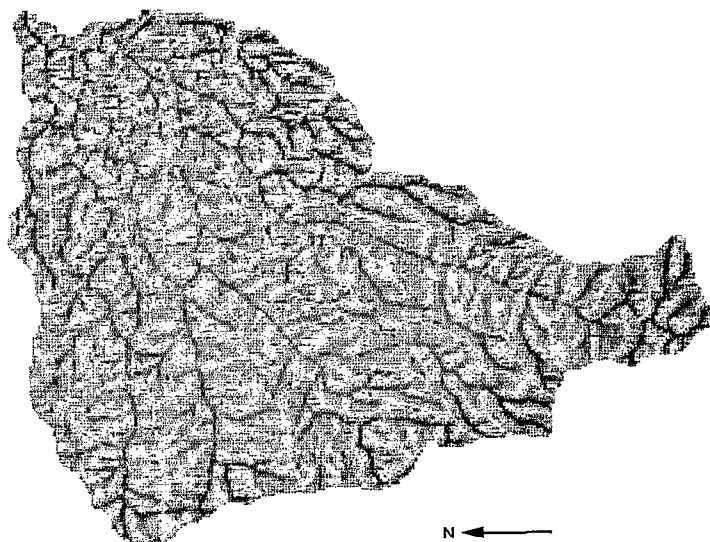


FIG. 8. — Carte des convexités horizontales sur le bassin de Bras-David:
 — zone fortement concave en noir (talwegs);
 — zone fortement convexe en blanc (crêtes).

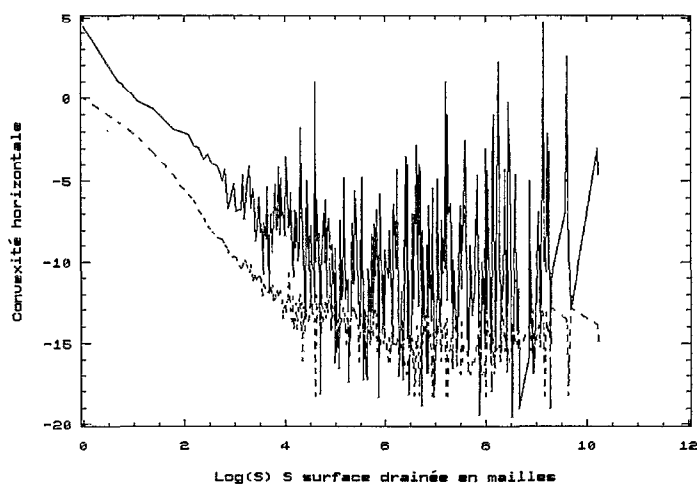


FIG. 9. — Evolution de la convexité horizontale en fonction de la surface drainée sur le bassin de Bras-David:
 — en continu: convexité horizontale;
 — en tireté: fréquence Log(F) des surfaces drainées.

de façon linéaire lorsque la surface augmente. Au-delà de ce seuil, l'encaissement fluctue fortement tout en restant dans une gamme de valeurs assez semblables. Le seuil de surface drainée peut être défini de façon plus objective, en utilisant un critère de corrélation linéaire entre les convexités horizontales et les surfaces drainées, calculées par classes dont la borne supérieure de surface drainée sera croissante. L'évolution du paramètre R^2 des régressions (moindres carrés), obtenues lorsque l'on augmente la surface drainée maximale, signale un seuil entre 7 et 60 ha (fig. 10). Cette valeur nous permet de seuiller le réseau de talwegs que nous assimilerons à un réseau de rivières.

Les biefs du réseau ont été codifiés selon le principe de numérotation donnant la priorité à gauche en partant du bief situé le plus à l'aval (fig. 11 a, bassins associés sur la figure 11 b). Cette méthode permet de retrouver de façon simple et automatique la topologie du réseau, en particulier les relations d'emboîtement qui peuvent exister entre les bassins relatifs aux biefs. La figure 12 illustre le système de codification tel qu'il peut être établi sur un sous-bassin de notre région d'étude, ainsi que la topologie de ce réseau telle qu'elle peut être déduite de ce système de codage. On notera que ce principe de numérotation permet de recalculer tous les autres types de classification des réseaux hydrographiques.

Un aperçu global de l'organisation des biefs et des confluences par rapport à l'exutoire est obtenu en réalisant un diagramme bidimensionnel, ayant pour abscisse la distance à l'exutoire et pour ordonnée la surface drainée (fig. 13). Ce graphique permet de retrouver certaines caractéristiques des biefs et des confluences qui leur sont associées. A titre d'exemple, le bief n° 20 peut être décrit comme suit:

- limite aval: confluence avec le bief n° 15;
- distance à l'exutoire de la limite aval: $D_{\text{aval}} = 2,46$ km;
- limite amont: confluence des biefs n° 21 et 26;
- distance à l'exutoire de la limite amont: $D_{\text{amont}} = 4,81$ km;
- longueur du bief: $L_{\text{bief}} = D_{\text{amont}} - D_{\text{aval}} = 2,35$ km;
- surface drainée à la limite aval: $S_{\text{aval}} = 9,44$ km²;
- surface drainée à la limite amont: $S_{\text{amont}} = 8,56$ km²;
- accroissement de surface drainée: $S = S_{\text{aval}} - S_{\text{amont}} = 1,12$ km²;
- largeur du rectangle équivalent: $l = S/L_{\text{bief}} = 0,48$ km.

Les biefs, étant obtenus par segmentation d'un réseau seuillé en fonction d'un critère de surface drainée (12 ha dans notre cas), ne peuvent comporter d'apports latéraux ponctuels supérieurs à ce seuil.

On notera une différence importante entre la structure du réseau de la rivière Bras Saint-Jean (Corossol), caractérisée, par un long drain principal dans lequel se jette de multiples petits affluents, et celle de la rivière Bras-David qui s'avère fortement hiérarchisée.

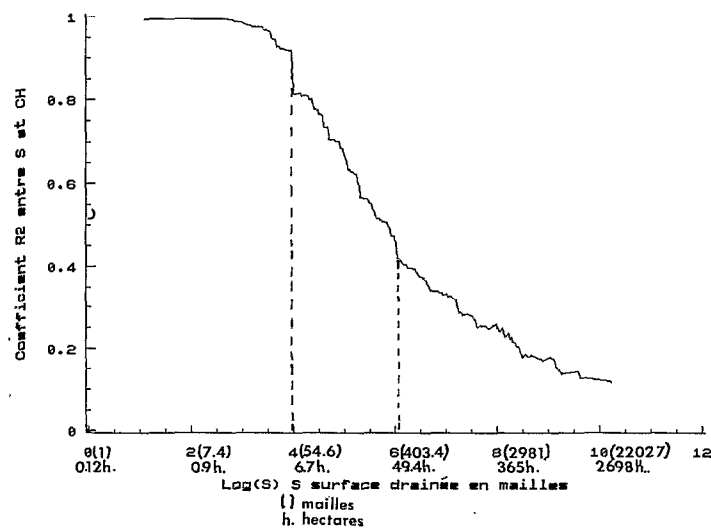


FIG. 10. — Seuillage du réseau hydrographique à partir du coefficient linéaire R^2 entre la convexité horizontale et la surface drainée.

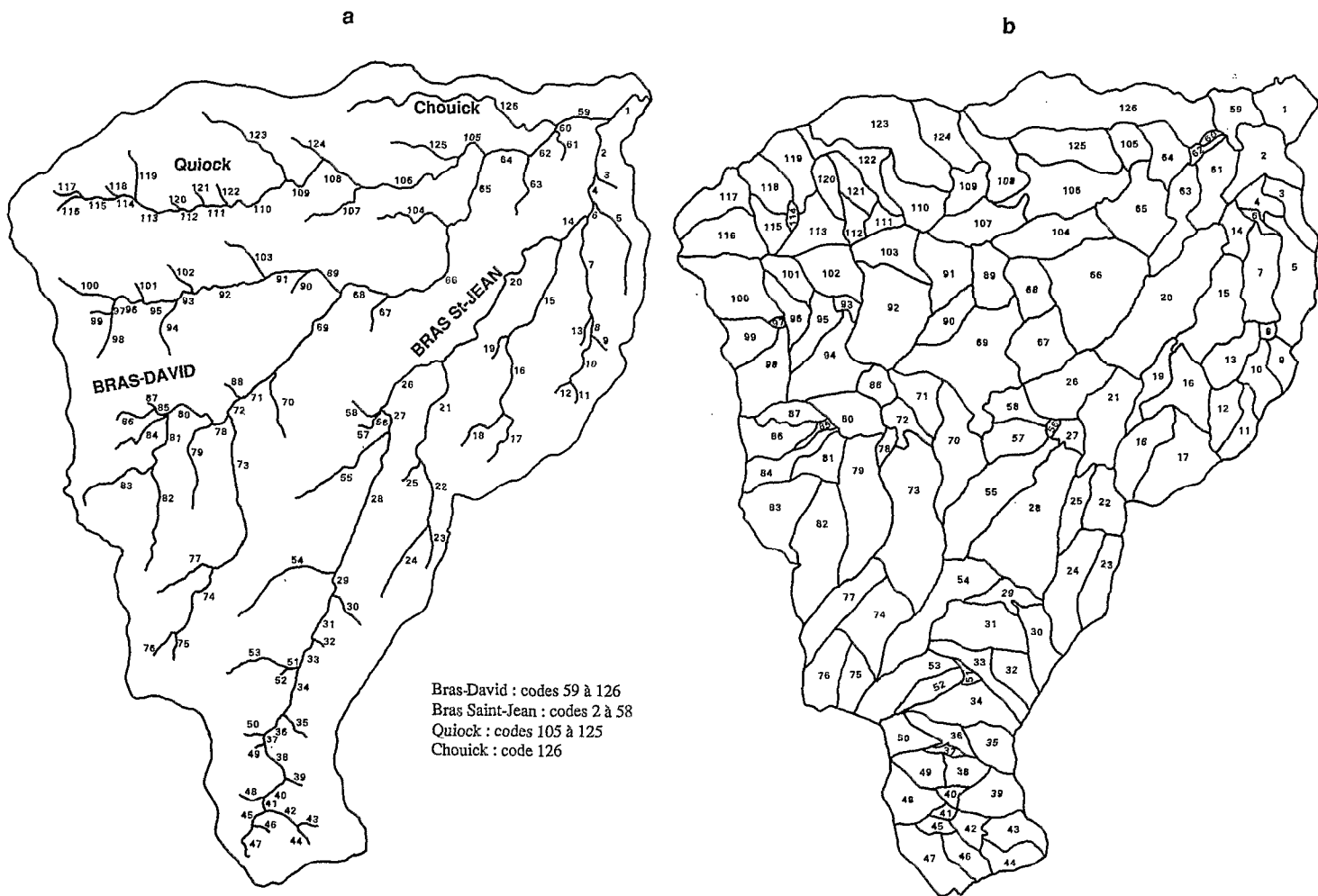


FIG. 11. — Numérotation ascendante par priorité à gauche du réseau hydrographique seuillé à 100 mailles.

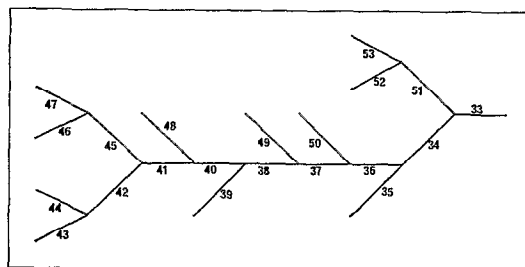


FIG. 12. — Codification étendue du bassin n° 33 de Bras-David et reconstitution de sa topologie à partir de ce codage.

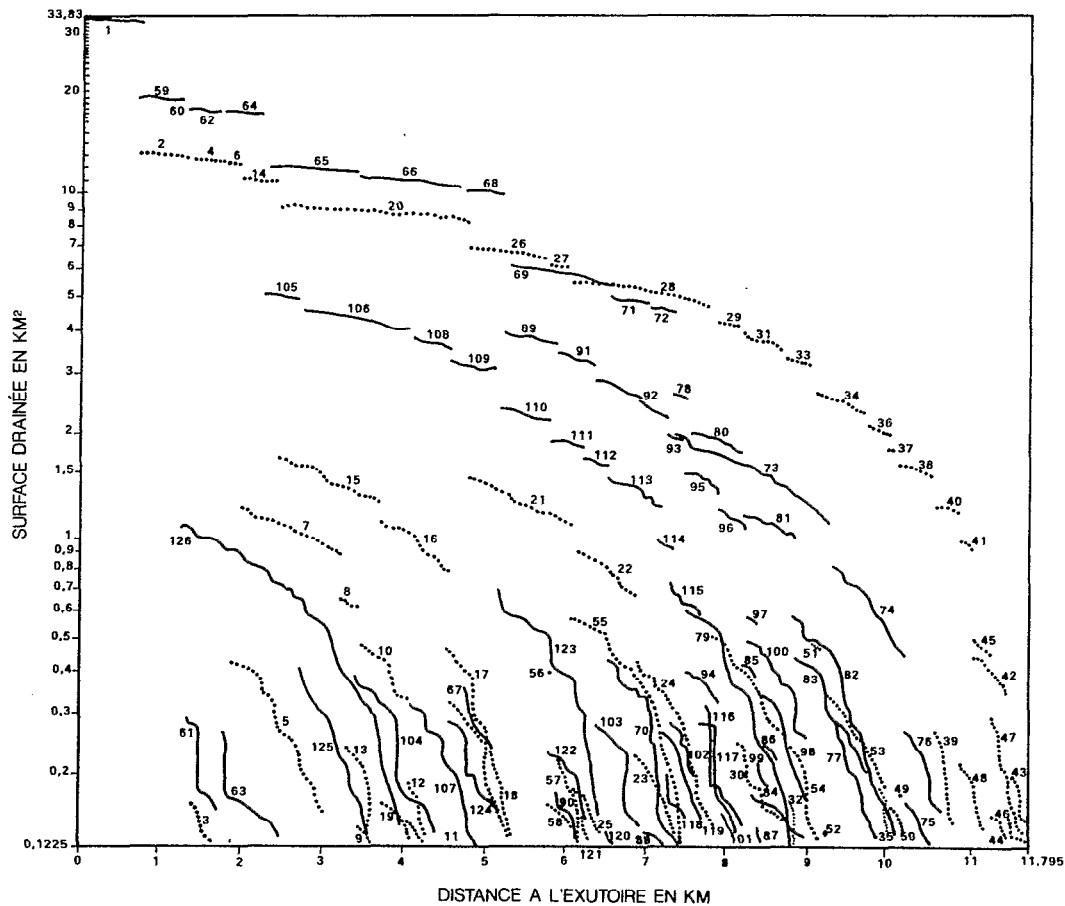


FIG. 13. — Biefs du bassin de Bras-David déterminés à partir du diagramme bidimensionnel distance à l'exutoire/surface drainée.

SIMULATION DES ÉCOULEMENTS SUR LE RÉSEAU SEUILLÉ

Simulation sur l'ensemble du bassin

La loi de pente, établie sur l'ensemble du bassin, fournit deux des cinq paramètres intervenant dans le calcul du temps de montée et du débit maximum spécifique par millimètre ruisselé:

$$a = 0,232 \text{ et } b = 0,143$$

Ces deux valeurs sont établies à partir de la droite logarithmique de régression entre les surfaces drainées et la pente des mailles appartenant au réseau, soit 1 700 mailles. La variance expliquée par cette relation linéaire n'est que de 36%. Cette faible valeur du coefficient de régression linéaire s'explique en partie par le fait que le détail des profils en long des rivières est assez mal restitué par les MNT. La valeur positive de b signale que ces profils en long sont globalement concaves sur l'ensemble du réseau. Les deux autres paramètres, m et k , sont respectivement égaux à 2,133 et 0,814.

Le temps de montée simulé sur le bassin est de 4 200 secondes, soit 1 heure 10 minutes. Le débit de pointe par millimètre ruisselé est de $0,16 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Ces valeurs respectent l'ordre de grandeur des paramètres hydrodynamiques observés sur des crues unitaires en 1973-74: 1 h 20 min pour le temps de montée et des débits compris entre $0,11$ et $0,23 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Il convient de corriger les valeurs simulées, car la surface du bassin ($37,5 \text{ km}^2$) sur lequel ont été faites ces mesures est différente de celle du bassin ayant servi à la simulation ($33,83 \text{ km}^2$).

Si les mêmes valeurs sont conservées pour les paramètres a, b, m et k, le temps de montée devient 1 h 13 min, le débit maximum $0,152 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

La simulation n'a été faite que sur les mailles du réseau hydrographique: le transfert sur les versants est supposé instantané vers la maille rivière la plus proche au sens de l'écoulement. Les résultats de la simulation ne représentent donc que le temps de transfert des écoulements dans le réseau. La différence entre les temps de montée simulé et observé (+ 7 min) pourrait être interprétée comme étant le temps de transfert moyen sur les versants. Nous nous garderons bien de le faire. En effet, la cohérence étroite entre la simulation et les observations sur le bassin de Bras-David ne peuvent prétendre valider les résultats. Il serait donc abusif de voir dans cette différence de quelques minutes une quelconque estimation des temps de transfert sur versant.

Simulation sur les sous-bassins

La même simulation a été faite sur l'ensemble des sous-bassins comportant au moins 10 mailles rivières, soit 95 bassins dont les superficies sont comprises entre $0,18 \text{ km}^2$ (n° 84, 15 mailles rivières) et $19,97 \text{ km}^2$ (n° 59, 966 mailles rivières). Sur cet échantillonnage, la surface des bassins représente à elle seule 83% de la variance expliquée des deux paramètres hydrodynamiques simulés (fig. 14). Le temps de montée T_r et le débit maximum Q_{max} sont corrélés à 87%.

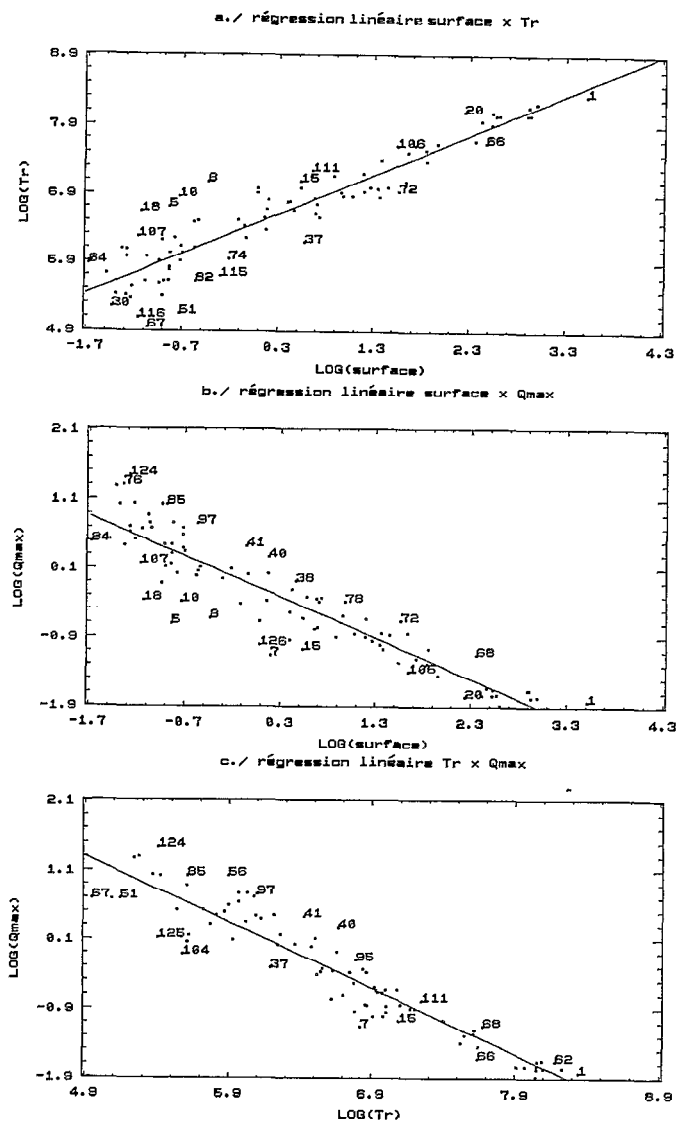


FIG. 14. — Corrélations entre surfaces des bassins, temps de réponse simulé (T_r) et débit maximum simulé (Q_{max}) sur le bassin de Bras-David.

Morphologiquement, il existe une étroite relation ($R^2 = 0,985$) entre la surface des bassins et la longueur du réseau (en fait le nombre de mailles rivières).

Faute de données hydrologiques disponibles sur les sous-bassins, il n'est pas possible de comparer les résultats de la simulation avec des valeurs observées. Il est cependant envisageable d'en vérifier la cohérence au niveau des confluences. Il suffit de comparer les résultats obtenus sur un bief à ceux relatifs aux deux bassins formant la confluence située immédiatement en amont de ce bief. Les hydrogrammes simulés seront représentés par un triangle, ce qui nécessite le calcul du temps de base T_b . Soit A la surface du bassin en km^2 , le volume écoulé V en m^3 par millimètre ruisselé sera $A \times 1\,000$. On a :

$$V = 1\,000 \times A = (T_b \times Q_{\max} \times A) / 2 \rightarrow T_b = 2\,000 / Q_{\max}$$

Le temps de base ainsi calculé est de 3 h 29 min pour l'ensemble du bassin. Cette valeur sous-estime fortement les temps de base observés, qui sont de l'ordre de 6 h. L'hydrogramme du bassin, schématisé par un triangle à partir des valeurs de T_r , T_b et Q_{\max} , peut être comparé à ceux des deux bassins de la rivière Bras-David *sensu stricto* (n° 59) et de la rivière du Bras Saint-Jean (n° 2) qui forme la confluence majeure (fig. 15 a). Une incohérence apparaît sur le temps de base du bassin n° 2 (3 h 41 min), qui est supérieur à celui du bassin n° 1 situé à l'aval. Elle ne concerne cependant que des volumes faibles (de l'ordre de 20 m^3), soit environ 1/1 000^e du volume ruisselé. Cette incohérence s'explique du fait de l'inadaptation du triangle à la schématisation de la phase de récession des crues.

La somme des volumes fournis par les deux bassins n° 2 et 59 permet d'obtenir un nouvel hydrogramme correspondant aux débits simulés à la confluence des deux rivières. La comparaison entre cet hydrogramme et celui du bassin n° 1 devrait représenter la modification de l'onde de crue le long du bief n° 1: accroissement de 8 min du temps de réponse, tandis que le débit maximum reste stable. La différence entre les temps de montée devrait résulter à la fois du temps de parcours de l'onde le long du bief n° 1 et de l'étalement de la crue. Si l'on exclut le temps de base du bassin n° 2, les simulations sur cette confluence semblent cohérentes entre elles. On notera le contraste de forme entre l'hydrogramme des deux bassins amont: celui de la rivière du Bras Saint-Jean (n° 2), plus amorti et plus étalé, a un temps de montée plus court que celui du bassin de Bras-David (n° 59). Ces différences, sont le pendant hydrologique des contrastes de structures des réseaux hydrographiques déjà mentionnés. Ce résultat valide la méthode utilisée pour la simulation sans toutefois valider ces résultats.

La même méthode de «test de cohérence des confluences» a été appliquée aux six autres grandes confluences du bassin. Trois d'entre elles se situent dans le bassin n° 59:

- confluence des bassins n° 65 et 105 dans le bief 64 (fig. 15 b): pas de changement dans les caractéristiques de l'hydrogramme le long du bief 64;
- confluence des bassins n° 69 et 89 dans le bief 68 (fig. 15 c): amortissement ($- 0,15 \text{ m}^3/\text{s}$) et étalement (+ 7 min) de l'hydrogramme;
- confluence des bassins n° 73 et 78 dans le bief 72 (fig. 15 d): amortissement ($- 0,22 \text{ m}^3/\text{s}$) de l'hydrogramme. Comme dans le cas de la confluence principale, le temps de base d'un des affluents est supérieur au temps de l'ensemble du bassin.

Les trois autres confluences occupent la partie inférieure de la rivière du Bras Saint-Jean:

- confluence des bassins n° 7 et 14 dans le bief 6 (fig. 15 e): pas de changement dans les caractéristiques de l'hydrogramme le long du bief 6;
- confluence des bassins n° 15 et 20 dans le bief 14 (fig. 15 f): pas de changement dans les caractéristiques de l'hydrogramme le long du bief 14;
- confluence des bassins n° 1 et 26 dans le bief 20 (fig. 15 g): amortissement ($- 0,45 \text{ m}^3/\text{s}$) et étalement (+ 52 min) de l'hydrogramme. Ces modifications importantes dans les caractéristiques de l'hydrogramme résultent de la longueur du bief 20, qui est le plus long du bassin (2 200 m).

Sur des confluences de moindre importance faisant intervenir des bassins d'ordre 1 ou 2, les hydrogrammes simulés présentent une évolution plus rapide de leurs caractéristiques hydrodynamiques que celle observée sur de grands bassins: accroissement notable des temps de montée (sauf à la confluence des bassins 116 et 117 sur le bief 115, fig. 15 k), amortissement et étalement marqués de l'hydrogramme. Dans le cas de la confluence des bassins 82 et 83 (hydrogrammes semblables) dans le bief 81, le temps de base passe de 24 à 49 min, le temps de montée de 5,3 min à 11,5 min et le débit de pointe de $1,5$ à $0,8 \text{ m}^3/\text{s}$. La cause en est simple. La taille relative du bief situé à l'aval de la confluence par rapport à celle des bassins formant la confluence tend à être d'autant plus importante que les bassins sont d'ordre inférieur. L'effet propre des caractéristiques du bief sur le calcul de la fonction de transfert aura donc tendance à augmenter.

Il est également possible de suivre l'évolution de l'hydrogramme simulé le long des rivières principales. La figure 16 a relative aux biefs 26, 20, 14, 6 et 4, qui constituent le tronçon inférieur de la rivière Saint-Jean, permet d'esquisser un scénario de crue unitaire:

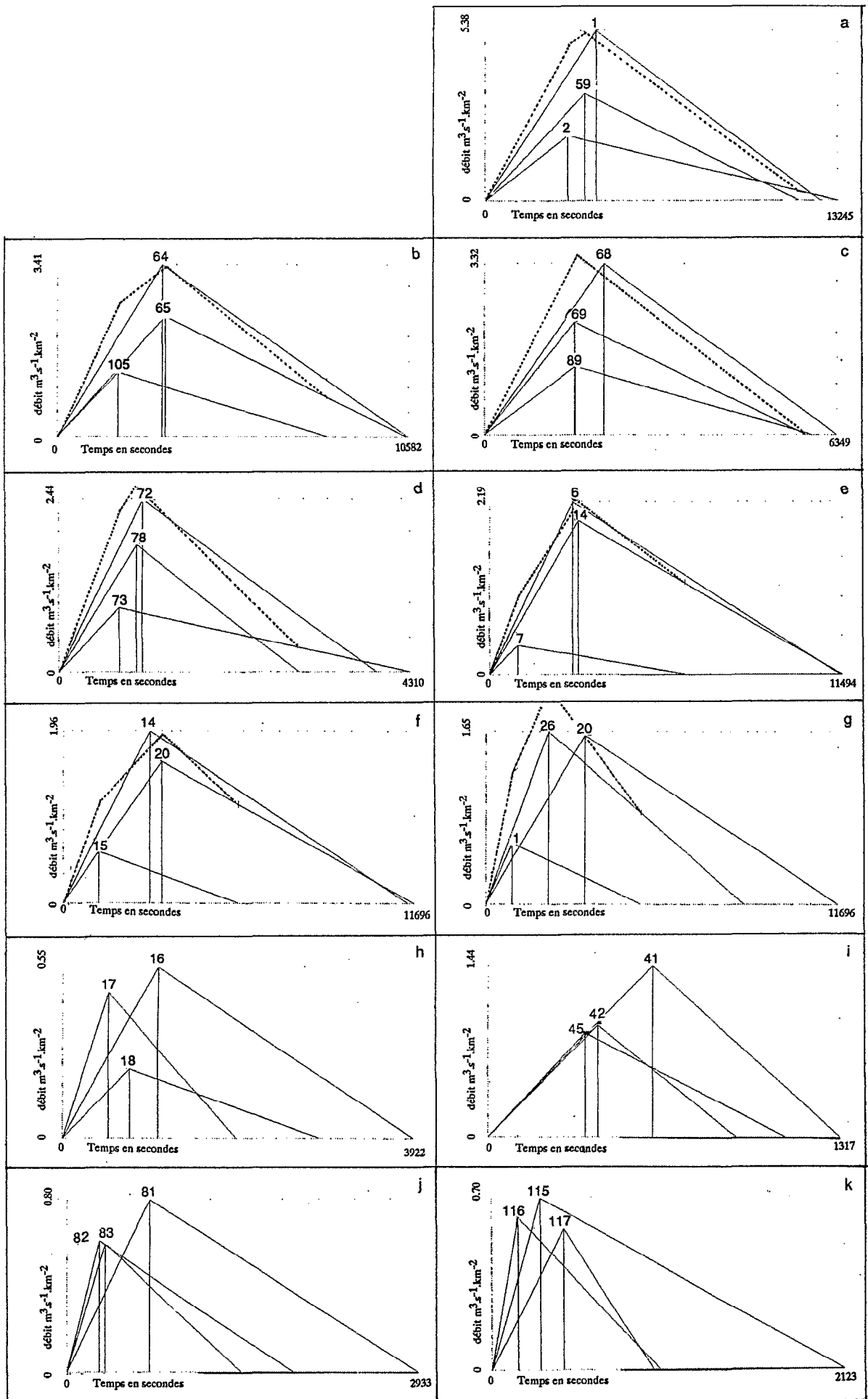


FIG. 15. — Tests de cohérence des simulations au niveau des principales confluences: en tireté: cumul des deux affluents.

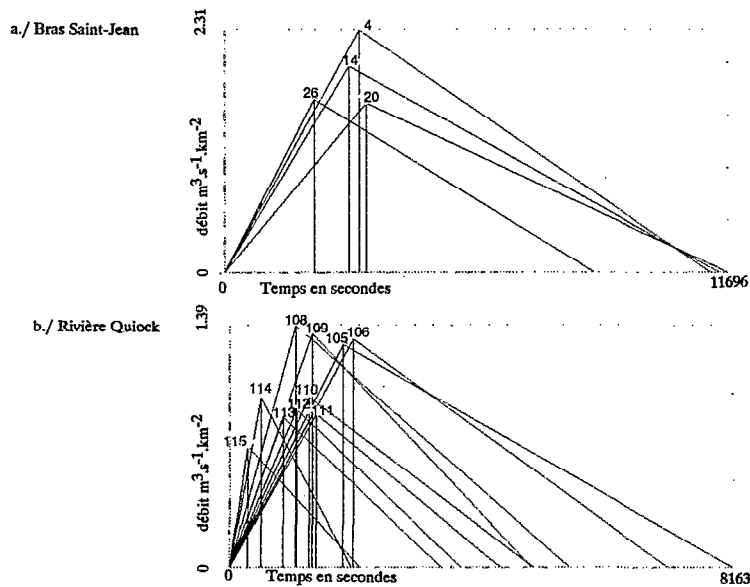


FIG. 16. — Suivi de l'évolution des paramètres hydrodynamiques simulés le long de quelques rivières.

- du bief 26 à 20: étalement de l'hydrogramme et accroissement du temps de réponse. Débit maximum identique;
- du bief 20 à 14: accroissement du débit maximum. Temps de montée et de base identiques;
- du bief 14 à 6: accroissement du débit maximum. Temps de montée et de base identiques;
- du bief 6 à 4: accroissement du débit maximum. Temps de montée et de base identiques.

Les résultats suggèrent une stabilité des temps de base et de montée sur les biefs 14, 6 et 4 (respectivement 380, 170 et 460 m), ce qui ne peut être exact pour les temps de base (incohérence du même type que celles déjà soulignées au niveau des confluences).

Sur le bassin n° 115 (rivière Quiock), le suivi des paramètres hydrodynamiques le long de la rivière principale (biefs 115, 114, 113, 112, 111, 110, 109, 108, 106 et 105) permet de distinguer trois tronçons (fig. 16 b):

- de 115 à 110: accroissement progressif de T_b , T_r et Q_{max} ;
- 108 et 109: net accroissement de Q_{max} ;
- 105 et 106: amortissement et étalement de l'hydrogramme, augmentation de T_r .

Ces quelques exemples d'analyses des résultats fournis par la simulation montre l'apport de cette méthode, en matière d'investigation du fonctionnement hydrologique des différentes parties d'un bassin. Ces études locales doivent être complétées afin d'établir une typologie des formes des hydrogrammes. On proposera deux indices de forme. Le premier, l'indice de dissymétrie I_d , s'attache à rendre compte de la dissymétrie du triangle représentant l'hydrogramme par rapport à un temps de réponse égal à la moitié du temps de base:

$$I_d = (T_r \times Q_{max}) / 1000 - 1$$

si $T_r \rightarrow 0$ alors $I_d \rightarrow -1$

si $T_r \rightarrow T_b = 2000 / Q_{max}$ alors $I_d \rightarrow 1$

si $T_r = T_b / 2 = 1000 / Q_{max}$ alors $I_d = 0$.

Une valeur négative signifie que le temps de réponse T_r est inférieur à $T_b/2$.

Le second indice de forme, l'indice d'étalement I_e , fait le rapport entre le temps de base T_b et le débit maximum $Q_{max} \times A$;

$$I_e = T_b / (2000 \times A \times Q_{max}) \text{ et } T_b = 2000 / Q_{max} \rightarrow I_e = 1 / (A \times Q_{max}^2)$$

Les abaques de la figure 17 permettent de déterminer graphiquement ces indices de forme à partir des caractéristiques hydrodynamiques, T_r et Q_{max} , et de la surface des bassins A .

Une typologie des formes d'hydrogramme peut alors être proposée sur la base de ces deux indices (fig. 18):

- bassins dont l'hydrogramme présente un fort étalement et une dissymétrie forte ou moyenne: il s'agit des petits bassins affluents de rive droite de la partie inférieure de la rivière de Bras Saint-Jean, ainsi que du bassin n° 126 sur le Bras-David;

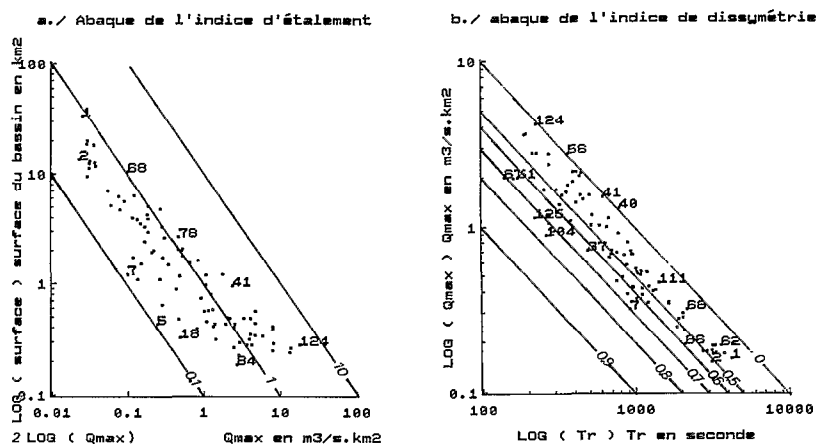


FIG. 17. — Abaqués permettant le calcul des indices d'étalement (I_e) et de dissymétrie (I_d) à partir de la surface des bassins, du temps de réponse simulé (T_r) et du débit maximum simulé (Q_{max}).

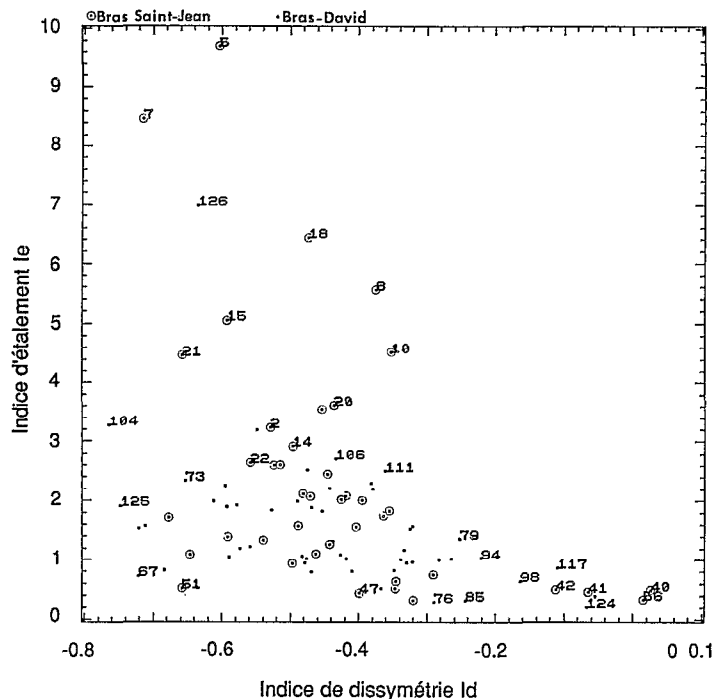


FIG. 18. — Typologie des bassins en fonction des indices de forme I_e et I_d des hydrogrammes simulés.

— bassins dont l'hydrogramme présente un faible étalement et une faible dissymétrie: il s'agit des bassins d'ordre 1 ou 2 occupant les parties les plus montagneuses;

— bassins dont l'hydrogramme présente un faible étalement et une dissymétrie forte ou moyenne: ceux-ci se rencontrent aussi bien sur le Bras-David que sur le Bras Saint-Jean, l'ordre pouvant être fort variable.

La principale différenciation hydrodynamique s'observe dans la partie basse du Bras Saint-Jean; tous les bassins, quel que soit leur ordre, ont un hydrogramme dont l'indice d'étalement est supérieur à 4. Ce résultat est conforme à ce que l'on peut supposer du fonctionnement de ce bassin, connaissant son allongement et la faible hiérarchisation de son réseau.

INFLUENCE DU PAS D'ÉCHANTILLONNAGE DU MNT

On a fait varier le pas du MNT, échantillonné au départ à 35 m, de 70 à 523 m. Les nouveaux pas ont été obtenus en sous-échantillonnant le MNT originel au pas de 35 m: pour le pas de 523 m par exemple, un profil sur quinze et un point sur quinze ont été considérés, soit une densité d'information 225 fois plus faible.

Effets sur le seuillage du réseau

Les diagrammes, représentant la relation entre les surfaces drainées en abscisse et les convexités horizontales en ordonnée, ont été établis pour les pas de 70, 105, 140, 175, 210, 245, 280, 350 et 525 m (fig. 19) et pour le pas de 35 m (fig. 9 et 10).

Tous ont la même structure à quelques nuances près. Pour les surfaces drainées faibles, on constate une décroissance régulière de la valeur de la convexité horizontale (accroissement de l'encaissement), jusqu'à un seuil au-delà duquel la valeur de l'encaissement varie fortement, tout en restant dans une gamme de valeurs faibles. Une structure identique s'observe sur les fréquences de surfaces drainées (en tireté sur la figure 19).

Ces diagrammes sont plus facilement analysables à l'aide du coefficient de corrélation linéaire, calculé pour des surfaces drainées croissantes (fig. 19). Le premier est calculé sur les surfaces drainant de 1 à 3 mailles, le second de 1 à 4 mailles, et ainsi de suite jusqu'à atteindre la surface drainée correspondant à celle du bassin. Pour le pas de 35 m, on observe une décroissance rapide de la variance, expliquée par la corrélation linéaire entre la surface drainée et la convexité horizontale, lorsque la borne supérieure passe de 55 mailles (6,7 ha) à 518 (63 ha). Cette constatation suggère une partition du bassin en trois zones, en fonction de la surface drainée:

— en deçà de 6,7 ha: accroissement régulier de l'encaissement vers l'aval. On considérera ces zones comme étant des versants. L'écoulement sera de type diffus;

— au-dessus de 63 ha: encaissement important (convexité horizontale fortement négative) mais variable. Il s'agit de talwegs dont la morphologie varie en fonction de la forme du fond de la vallée. L'écoulement sera de type concentré (rivière);

— entre 6,7 et 63 ha: dans cette fourchette de valeurs, une incertitude demeure sur la nature du site et par conséquent sur le type d'écoulement. Cette incertitude peut avoir un sens physique: d'une part le seuil d'apparition de l'écoulement concentré peut varier d'une partie à l'autre du bassin, d'autre part certains fonds de vallée peuvent connaître un écoulement diffus ou concentré, en fonction des caractéristiques de l'averse et de l'état initial des sols. Cette incertitude n'est donc pas forcément la manifestation d'une imperfection de la méthode, mais révèle plutôt la complexité des relations existant entre les formes et les processus sur la zone étudiée.

Nous qualifierons ces trois zones respectivement de zone versant, zone d'incertitude et zone rivière. La même analyse peut être faite avec les résultats obtenus avec d'autres pas d'échantillonnage. On constate que les seuils entre les zones sont plus nets. Comparée à ceux obtenus au pas de 35 m, la zone d'incertitude au pas de 70 m se situe entre 37 et 203 mailles, soit 18 et 99 ha. Le seuil «versant» (seuil entre versant et zone d'incertitude) augmente progressivement du pas de 35 m au pas de 280 m et semble se stabiliser au-delà vers 150 ha (fig. 20). En revanche, le seuil «rivière» (seuil entre la zone d'incertitude et la zone rivière) tend à croître de façon plus rapide, cette tendance étant chaotique.

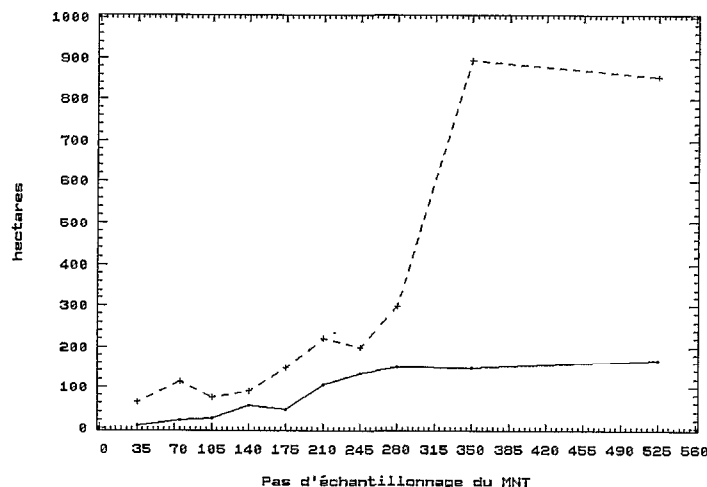


FIG. 20. — Seuils «versant» et «rivière» en fonction du pas de MNT:

— en tireté: seuil versant;
— en continu: seuil rivière.

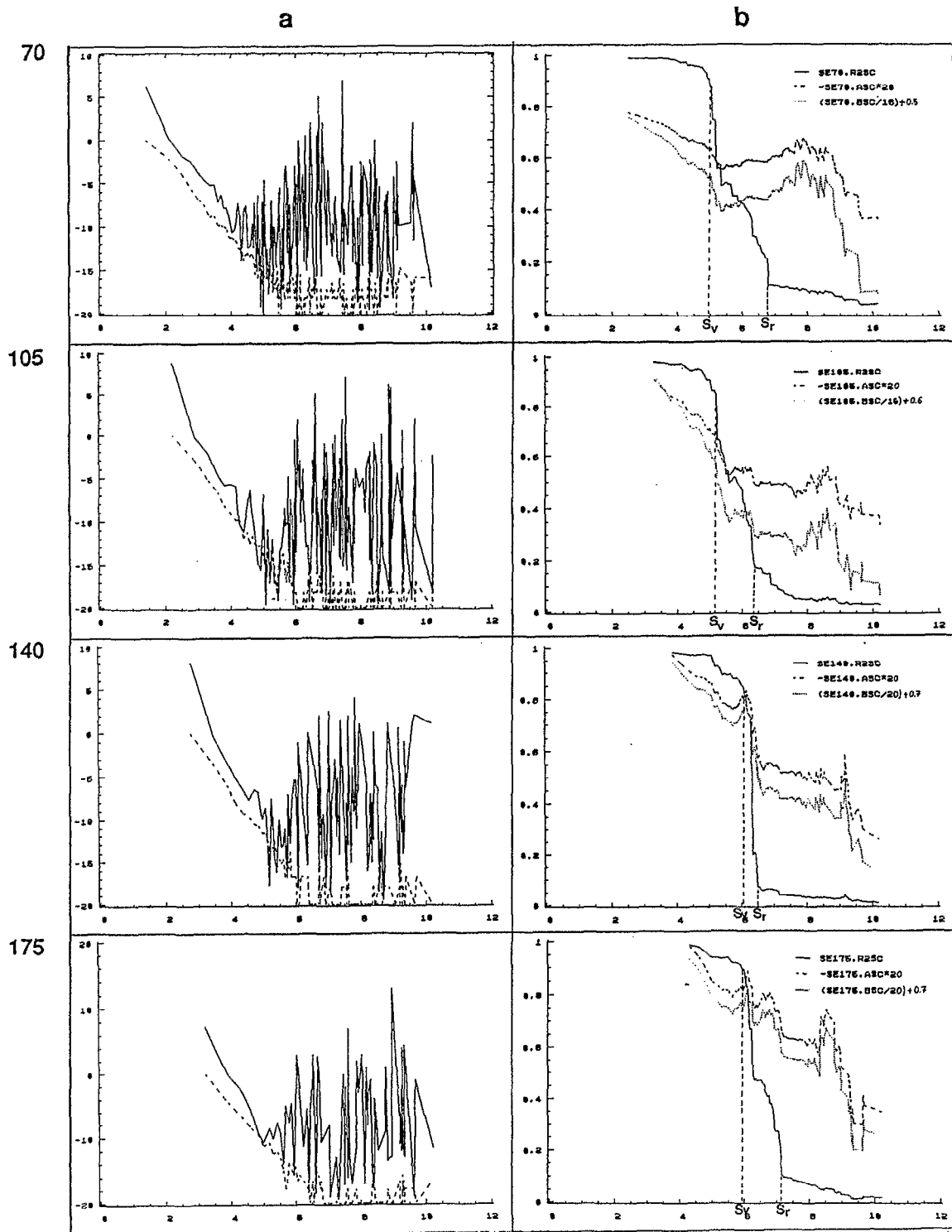


FIG. 19. — Effets du pas du MNT sur l'évolution de la convexité horizontale en fonction de la surface drainée.
 a. Evolution de la convexité horizontale CH (en ordonnées $\log(CH)$) en fonction de la surface drainée S (en abscisses $\log(S)$, S en nombre de mailles). En tiretés, fréquences $\log(F)$ des surfaces drainées.

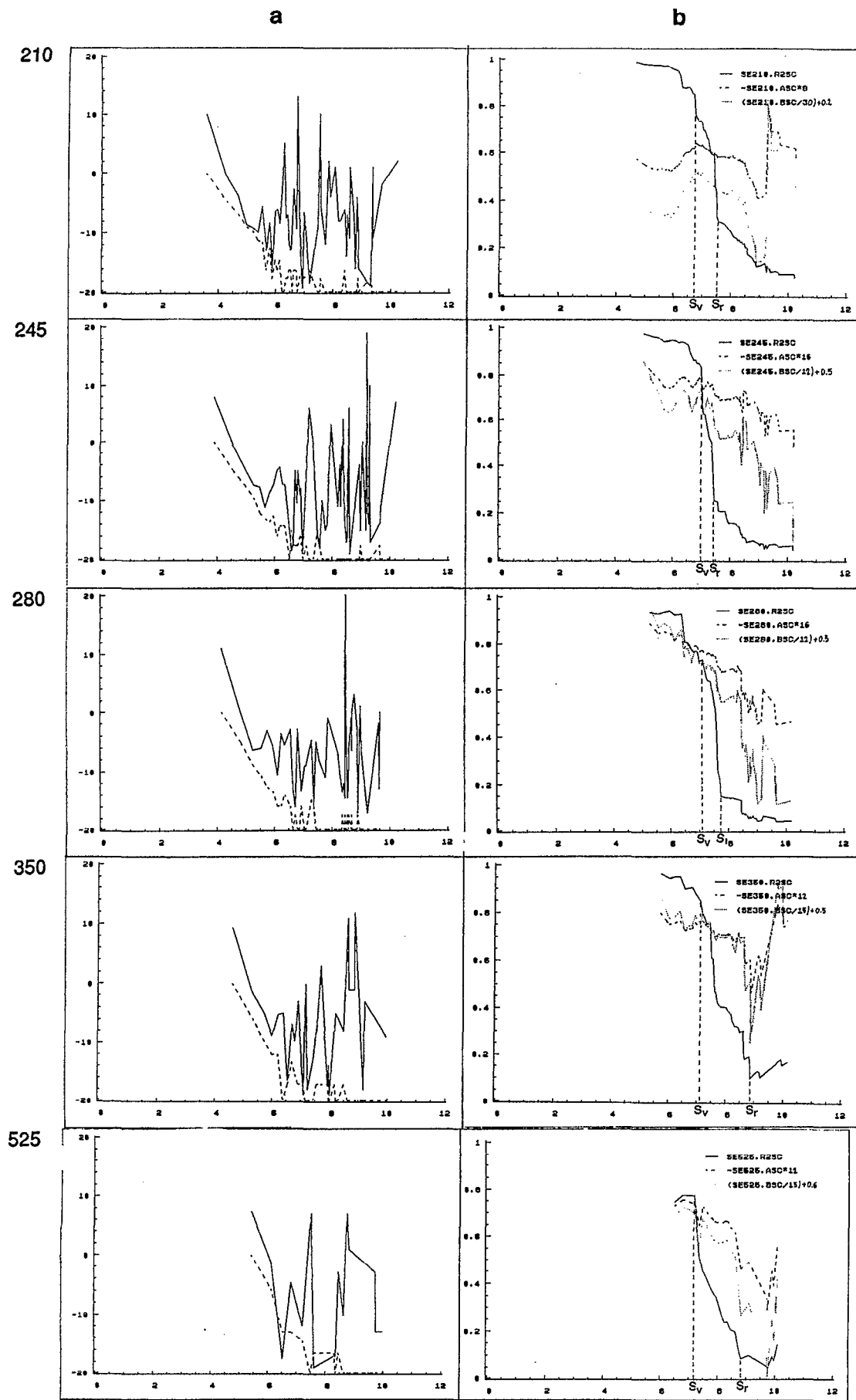
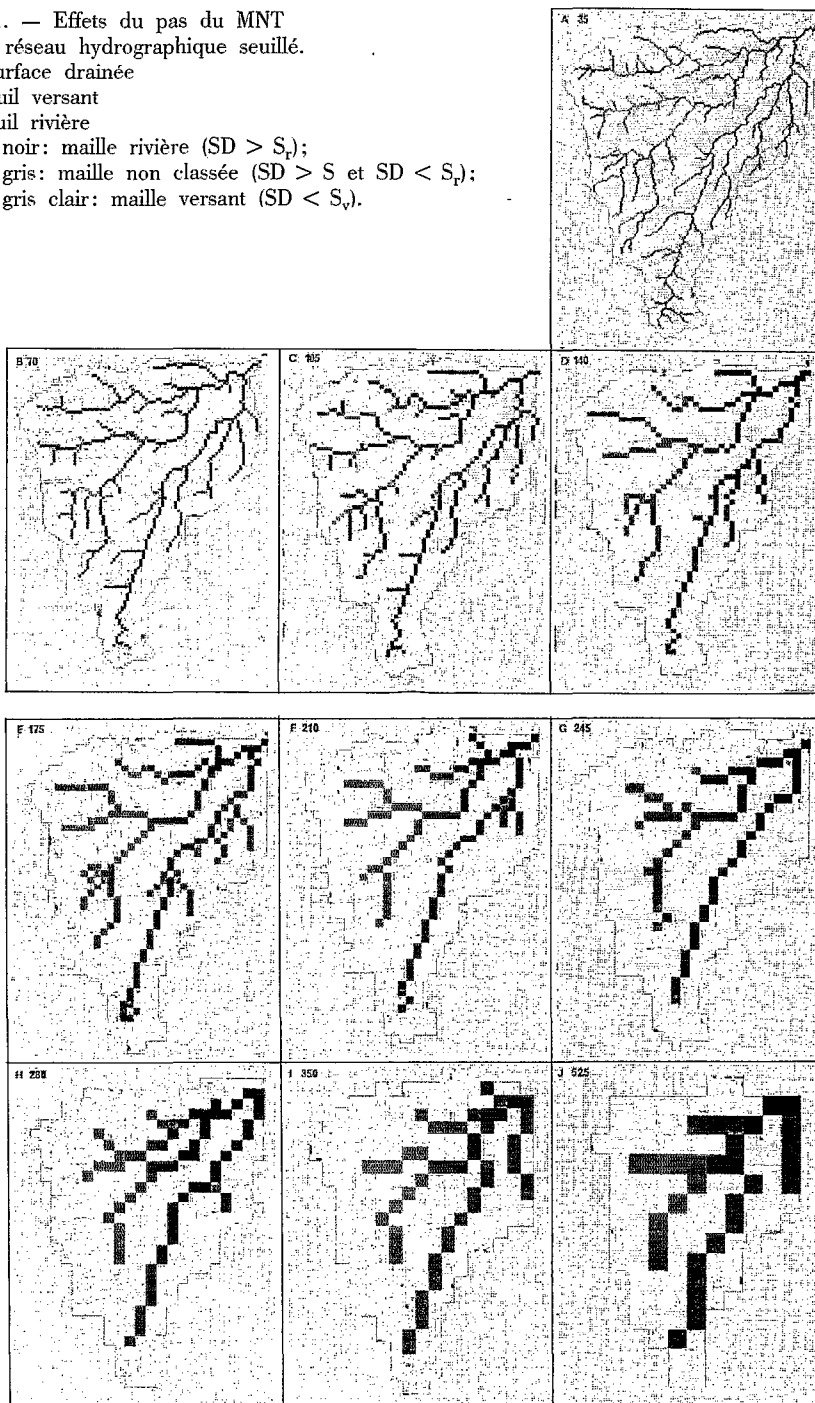


FIG. 19 (suite). — Effets du pas du MNT sur l'évolution de la convexité horizontale en fonction de la surface drainée.
 b. Coefficient de corrélation linéaire R^2 (en ordonnées) entre $\text{Log}(\text{CH})$ et $\text{Log}(S)$ (en abscisses $\text{Log}(S)$). S_v et S_r correspondent au seuil versant et au seuil rivière. En tiretés, pentes des droites de régression. En pointillés, coordonnées à l'origine.

On s'est intéressé également à l'évolution du tracé du réseau en fonction du pas. Les cartes de la figure 21 représentent la limite du bassin (en gris clair), le réseau seuillé à partir du seuil versant (en gris foncé), ainsi que le réseau seuillé à partir du seuil rivière (en noir). Il va sans dire que le schéma des réseaux obtenus devient de plus en plus grossier lorsque le pas augmente: les petits talwegs tendent à disparaître tandis que le tracé des principaux biefs devient moins tortueux. On constate également l'apparition d'erreurs dans le modèle de drainage. A partir de 105 m et au-delà, certaines têtes de réseaux sont «capturées» par des vallées qui ne sont pas celles qui leur correspondent dans la réalité («capture» des têtes de vallée de la rivière Quiock par la rivière Bras-David sur les cartes c, d, e, f, g et h de la figure 21). A partir de 350 m, le tracé des deux bras principaux devient lui-même approximatif au point d'être méconnaissable.

FIG. 21. — Effets du pas du MNT sur le réseau hydrographique seuillé.
 SD: surface drainée
 S_v : seuil versant
 S_r : seuil rivière
 — en noir: maille rivière ($SD > S_r$);
 — en gris: maille non classée ($SD > S$ et $SD < S_r$);
 — en gris clair: maille versant ($SD < S_r$).



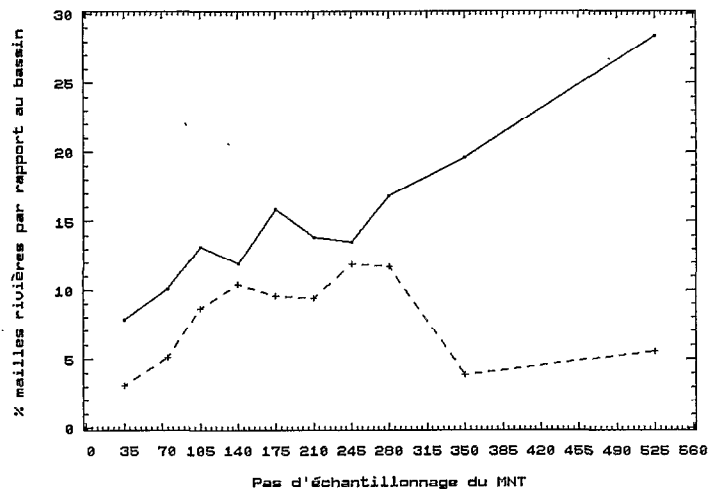


FIG. 22. — Densité du réseau seuillé en fonction du pas du MNT:
 — en noir: fréquence relative mailles rivières/mailles bassins;
 — en tireté: fréquence relative (mailles rivières + mailles non classées)/mailles bassins.

La densité du réseau peut être définie comme le rapport entre le nombre de mailles rivière et le nombre de mailles du bassin. La figure 22 représente les résultats obtenus avec les seuils versant et rivière. Pour le seuil versant, l'accroissement de la proportion de rivière est constant et passe de 8% à 35 m à 21% à 535 m. Il en va de même avec le seuil rivière jusqu'à 280 m (3% à 35 m, 12% à 280 m); au-delà, la proportion de rivière chute à 5%.

Effets sur la simulation

Les résultats des simulations nous amènent à faire certaines remarques sur l'effet du pas d'échantillonnage (fig. 23):
 — les temps de réponse tendent à décroître, lorsque le pas augmente;
 — les débits maximums Q_{\max} tendent à augmenter corrélativement;

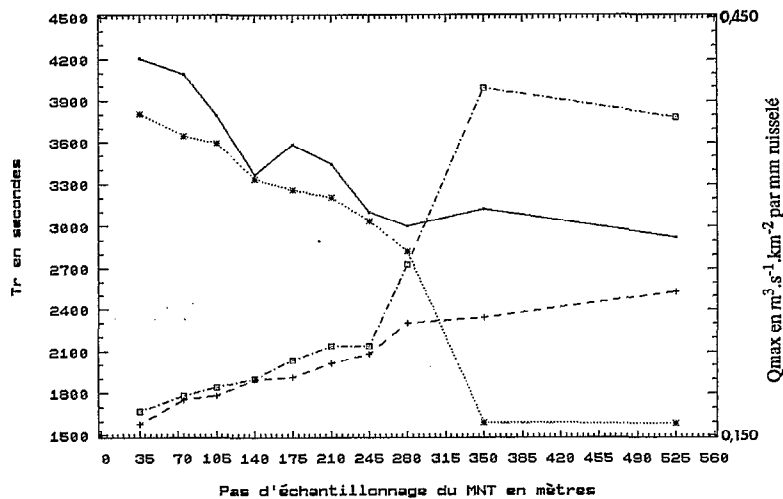


FIG. 23. — Effets du pas du MNT sur les paramètres hydrodynamiques simulés:
 ———— Tr simulé avec seuillage du réseau avec le seuil versant;
 x.....x Tr simulé avec seuillage du réseau avec le seuil rivière;
 +.....+ Qmax simulé avec seuillage du réseau avec le seuil versant;
 □.....□ Qmax simulé avec seuillage du réseau avec le seuil rivière.

— la fourchette d'estimation donnée en fonction des seuils versant et rivière est étroite jusqu'au pas de 245 m, voire 280 m ;

— l'évolution de T_r et de Q_{\max} est linéaire jusqu'à 280 m (sauf pour le Q_{\max} seuil rivière).

On remarquera que les simulations connaissent une évolution simple jusqu'à des pas de l'ordre de 245 et 280 m. Au-delà, les résultats semblent stables, mais avec une large fourchette d'estimation. Ce seuil d'échelle, déjà observé lors des commentaires sur la densité de drainage, la perception du réseau et le seuil des rivières, est manifeste de l'impossibilité de décrire le réseau lorsque le pas d'échantillonnage devient trop large. Le seuil « d'extraction du réseau » est à mettre en rapport avec l'échelle spatiale des formes de terrain étudiées et les méthodes utilisées pour en extraire les objets hydrologiques recherchés. Si l'on considère la largeur de l'interfluve entre le talweg principal du Bras-David et celui du Bras Saint-Jean, celle-ci varie entre 50 et 1 500 m. Ce long interfluve, qui est pourtant un élément fondamental de la structure du bassin, est à peine plus large que le pas d'échantillonnage lorsque celui-ci dépasse 250 m (de l'ordre de 2 à 6 mailles de large). Or, la convexité horizontale qui sert à seuiller le réseau, ainsi que la recherche de la descente maximum, sont établies sur un environnement 3×3 mailles: le pas de mesure est donc trois fois plus grand que le pas d'échantillonnage, soit 750 m pour un pas de 250 m. Il est donc prévisible d'observer une nette dégradation des résultats fournis par la méthode exposée, lorsque le pas d'échantillonnage est égal ou supérieur au tiers de la largeur des interfluves (ou vallée, ce qui revient au même) du bassin étudié. Le rapport existant entre l'échelle des formes et les méthodes de détermination du réseau suffit à expliquer les phénomènes de « captures » artificielles apparaissant dans le réseau: capture de la rivière Quiock au pas de 105 m déjà mentionnée, capture du Bras Saint-Jean par le Bras-David au niveau d'un rétrécissement de l'interfluve à partir des pas de 350 m.

La stabilité de l'évolution des paramètres hydrologiques en deçà de ce seuil d'extraction du réseau devrait permettre une extrapolation de leur estimation à des pas d'échantillonnage inférieurs à celui de départ, 35 m dans le cas de Bras-David. A la limite, une estimation pourrait être faite pour un pas infiniment petit: on obtient alors pour Bras-David, un T_r compris entre 1 h 5 min et 1 h 11 min et un Q_{\max} de l'ordre de $0,155 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ par millimètre ruisseau, ce qui reste cohérent par rapport aux valeurs observées. Ce passage à la limite permet de s'affranchir de toute notion d'échantillonnage des altitudes. De ce fait, le résultat des simulations obtenues par ce moyen devrait être considéré comme étant le plus exact au sens de la méthode utilisée.

En toute rigueur, ce passage à la limite nécessite une hypothèse de structure sur le réseau d'écoulement concentré du bassin: celle-ci doit suivre les mêmes lois que celles observées à de plus grandes échelles. Cette hypothèse n'est pas sans évoquer les propriétés d'une structure fractale que nous ne sommes pas en mesure de démontrer dans notre cas.

L'extrapolation n'est valide qu'aux deux conditions suivantes:

- le réseau continue à se ramifier selon les mêmes lois et ceci jusqu'à une échelle infiniment petite;
- l'allongement du réseau lié à l'apparition de détails du tracé de plus en plus petits se fait dans le même rapport.

La première condition n'est sans doute jamais respectée sur des cas réels: il existe une gamme d'échelle, voire plusieurs, propice à l'apparition d'un écoulement concentré.

La deuxième condition fait intervenir la largeur des rivières: il serait vain de prendre en compte des détails de tracé de l'ordre du mètre, alors que la rivière aurait une largeur décamétrique.

Les quelques observations de terrain faites sur la partie basse du bassin suggèrent que l'échelle des formes de terrain hydrographiquement pertinentes est de l'ordre de la centaine de mètres: par hydrologiquement pertinentes, nous entendons qu'il ne semble pas exister de vallon associé à un talweg, dont la taille soit inférieure au pas d'échantillonnage utilisé. Ces observations morphologiques locales ne peuvent nous permettre de conclure qu'il en est ainsi sur l'ensemble du bassin.

CONCLUSIONS

La méthode de simulation des écoulements concentrés dans un réseau hydrographique seuillé à partir d'un MNT en fonction d'un critère morphologique est propre à une démarche qui se veut à la fois géomorphologique et hydrologique dans l'étude du fonctionnement des bassins versants. Elle permet d'estimer l'effet spécifique des systèmes de pentes et de la structure du réseau sur le temps de réponse et le débit maximum de crue unitaire.

Les résultats obtenus sur un bassin montagneux présentant des contrastes de structure et de pente ont atteint les objectifs souhaités: ordre de grandeur respecté, cohérence de simulations entre elles, contrastes morphologiques se traduisant par des contrastes hydrologiques. L'examen de la sensibilité des résultats de la simulation au pas d'échantillonnage du MNT suggère qu'elle semble applicable dans une gamme d'échelle assez large, pouvant aller jusqu'à 250 m dans le cas de l'île de Basse-Terre.

Cette observation est importante, car elle indique que la méthode pourrait s'appliquer de façon pertinente, *mutatis mutandis*, à des MNT provenant de carte dont l'échelle limite pourrait être 1/250 000^e.

La méthode, telle qu'elle est exposée, est appelée à se développer dans deux directions:

— simulation des écoulements sur versants: en l'état actuel, le transfert est supposé instantané vers le talweg le plus proche. La simulation sur les versants devrait correspondre à un drainage multidirectionnel de l'écoulement sub-superficiel, tel qu'il est simulé par BEVEN et KIRKBY afin d'estimer les zones de saturation potentielle à partir de MNT (BEVEN *et al.*, 1979);

— prise en compte des pentes: il est possible de s'affranchir du calcul de la loi de pente, telle qu'elle est définie dans la méthode, en prenant directement en compte les pentes mesurées à l'échelle des mailles dans le calcul des temps de transfert.

Ces orientations devraient permettre une simulation globale du fonctionnement des bassins, prenant en compte de façon plus précise les systèmes de pente.

BIBLIOGRAPHIE

- AHNERT (F.), 1976. — Brief description of a comprehensive three-dimensional process-response model of landform development. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Bd. 25: 29-49.
- ARMSTRONG (A.), 1976. — A three dimensional simulation of slope forms. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Bd. 25: 20-28.
- BEVEN (K.), KIRKBY (M.J.), 1979. — A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, n° 24 (1-3): 43-69.
- BOUYNE (J.P.), KLEIN (J.C.), MONIOD (F.), 1974. — Etude hydrologique du bassin de la Grande Rivière à Goyaves, campagne 1973. Service hydrologique de l'Orstom et DDA Dpt de Guadeloupe, septembre 1974.
- BOUYNE (J.P.), KLEIN (J.C.), 1975. — Etude hydrologique du bassin de la Grande Rivière à Goyaves, campagne 1974. Service hydrologique de l'Orstom et DDA Dpt de Guadeloupe, septembre 1975.
- BUACHE (M.), 1756. — Essai de géographie physique. Mémoires de mathématique et de physique, Académie royale des Sciences, Paris, p. 399-416.
- DEPRAETERE (C.), 1990. — Seuillage du réseau hydrographique à partir de modèle numérique de terrain en fonction d'un critère de surface drainée. Troisièmes journées ULM (utilités et limites des modèles), Lab. d'hydrologie de l'Orstom, Montpellier, juin 1990, p. 21-30.
- DEPRAETERE (C.), 1991. — Démiurge: filière de production et de traitement de modèles numériques et terrain à partir de cartes. Notices OVNIH n° 4 (LAMONT), n° 5 (TOPOLOG), et n° 6 (OROLOG), *Coll. Logorstom*, Orstom, Paris, à paraître.
- MARK (D.M.), 1988. — Network models in geomorphology. In: M.G. Anderson (Ed.), *Modelling geomorphological Processes*, John Wiley and sons, Chichester, p. 73-97.
- MONIOD (F.), 1983. — Deux paramètres pour caractériser le réseau hydrographique. *Cah. Orstom, Sér. Hydrologie*, vol. XX, n° 3 et 4: 191-203.
- SAKLY (F.), 1984. — Influence conjointe de la pente et du réseau de drainage sur les caractéristiques hydrodynamiques de l'écoulement. DEA, Lab. d'hydrologie et de chimie isotopique, Université Paris-Sud Orsay et Laboratoire d'hydrologie de l'Orstom.
- SPRUNT (B.), 1972. — Digital simulation of drainage basin development. In: R.J. Chorley (Ed.), *Spatial analysis in geomorphology*, Methuen, London, p. 371-389.