

Utilisation de la fonction de transfert morphologique pour la simulation des transferts d'eau dans le bassin versant de Débo (Région de SOUBRE au Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire)

[Use of the morphological transfer function for the simulation of water transfers in Debo catchment (SOUBRE area, southwest of Ivory Coast)]

Vano Mathunaise Sorokoby¹, Mahaman Bachir Saley¹, Koffi Fernand Kouame¹, Balié René²,
Eric M' moi Valère Djagoua¹, Kouadio Affian¹, Jean Biemi¹ et Blaise Koffi²

¹Centre Universitaire de Recherche et d'Application en Télédétection (CURAT),
UFR STRM, Université Félix Houphouët-Boigny (UFHB),
22 BP 801 Abidjan 22, Côte d'Ivoire

²Laboratoire des Sciences et Techniques de l'Eau et du Génie de l'Environnement (LASTEGE),
UFR des Sciences de la Terre et des ressources Minières (STRM), Université Félix Houphouët-Boigny,
22 BP 582 Abidjan 22, Côte d'Ivoire

Copyright © 2013 ISSR Journals. This is an open access article distributed under the **Creative Commons Attribution License**, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

ABSTRACT: The climate variability has affected pejoratively the groundwater recharge in Soubre area. Thus, the simulation of surface flows is an answer to the problematic of water supply in the area. The aim of this study is the simulation of surface flows in Debo catchment by estimating flood flows.

The methodology is based on the application of morphological transfer function (MTF) of DEMIURGE software (Digital Elevation Model In Urgency). It consisted of the determination of fractal parameters related to water systems, the estimation of maximum flow at the outlet, the study of the sensitivity of the simulated hydrographs based on the simulation time step.

The results show that the reference time is $t = 20$ minutes. For simulation times different from $t = 20$ minutes, the geomorphologic pulse histograms (GPH) do not fit the times transfer frequency histogram. The specific flow at the outlet of the catchment is $3.394 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ for a rise time of 31.33 hours under the assumption of a uniform effective rainfall of 1 mm. The maximum flows simulated evolve with the rainfall blade and the rushed water. For a blade of 188.08 mm past, the maximum flow rate is at least $634.111 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. For a rise time of 33 h 20 minutes, the volumes assessed are estimated at $1.06 \cdot 10^8 \text{ m}^3$.

KEYWORDS: Simulation, Transfer, MTF, DEMIURGE, flood flow, Debo.

RESUME: La variabilité du climat a affecté de manière péjorative la recharge souterraine de Soubre. Ainsi, la simulation des écoulements de surface est une réponse à la problématique d'approvisionnement en eau dans la région. L'objectif de cette étude est la simulation des écoulements de surface dans le bassin versant de Débo par l'estimation des débits maxima de crue.

La méthodologie repose sur l'application de la fonction de transfert morphologique (FTM) du logiciel DEMIURGE (Digital Elevation Model In URGENCY). Elle a consisté en la détermination des paramètres fractaux liés aux réseaux hydrographiques, l'estimation des débits maxima à l'exutoire, l'étude de la sensibilité des hydrogrammes simulés en fonction des pas de temps de simulation.

Les résultats obtenus montrent que le pas de temps de référence est de $t = 20$ minutes. Les différents histogrammes géomorphologiques impulsifs (HGI) ne s'ajustent pas à l'histogramme des fréquences des temps de transferts pour des temps de simulation différents de $t = 20$ minutes. Il en est de même pour les scénarii de pluie de gradients non uniformes. Le

débit spécifique à l'exutoire du bassin est de $3,394 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour un temps de montée de 31,33 heures et un temps de base de sous l'hypothèse d'une pluie efficace uniforme de 1 mm. Les débits maxima simulés varient en fonction des lames d'eau précipitées et écoulées. Pour une lame écoulée de 188,08 mm, on observe un débit maximum de $634,111 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Les volumes écoulés pour un temps de montée 33 h 20 min, s'évaluent à $1,06 \cdot 10^8 \text{ m}^3$.

MOTS-CLEFS: Simulation, FTM, DEMIURGE, Débit de crue, Débo.

1 INTRODUCTION

L'application d'une fonction de transfert morphologique pour simuler les transferts d'eau de surface dans le bassin versant de Débo région est une grande première pour la zone d'étude mais aussi pour la Côte d'Ivoire. Le bassin versant de Débo est une région où l'activité agricole est très intense car cette région fait partie de la nouvelle boucle du cacao ivoirien. La population y est très dense et cet état de fait accentue la vulnérabilité de la région aux effets du changement climatique. Une simulation des écoulements de surface pourrait permettre de mieux gérer les effets du changement climatique sur les ressources naturelles de la zone dans une perspective d'atténuation. Le modèle de simulation que nous voulons appliquer est la fonction de transfert morphologique (FTM) du logiciel DEMIURGE (Digital Elevation Model In URGENCY) mis en place par l'IRD (Institut de Recherche et Développement) [3].

2 GENERALITES SUR LA ZONE D'ETUDE

Le bassin versant du Débo fait partie intégrante du degré carré de Soubré et se situe entre $5^{\circ}30'$ et $6^{\circ}01'$ de latitude Nord et entre $6^{\circ}07'$ et $6^{\circ}27'$ de longitude Ouest. La figure 1 présente ce bassin.

Son cours d'eau principal, le Débo constitue presque une frontière naturelle de quatre sous-préfectures : au Nord la sous-préfecture de Guibéroua, à l'Ouest la sous-préfecture de Soubré, les sous-préfectures de Gagnoa et de Guéyo à l'Est et la sous-préfecture de Sassandra au Sud du bassin. Le bassin versant de Débo est une pédiplaine ondulée s'inclinant du Nord vers le Sud avec des altitudes moyennes de 200 m à 55 m. Il est dominé par une vaste couverture végétale constituée essentiellement de forêt. Les hautes altitudes appartiennent à une série de collines appelées les Monts Trokoua (413 m). Les sols sont en majorité ferrallitiques adaptés à l'agriculture. Le bassin présente un réseau hydrographique dense favorisé par un climat chaud et humide (type baouléen au Nord et type attien au Sud). Il est caractérisé par des pluies saisonnières abondantes (1500 mm). La température moyenne annuelle oscille entre $24,5^{\circ}\text{C}$ et $27,2^{\circ}\text{C}$ avec une très faible variation. L'amplitude thermique est inférieure à 3°C . La superficie totale du bassin est de 1015 Km^2 avec une population estimée à plus de 40000 habitants soit une densité de 40 habitants au kilomètre carré. L'activité économique est basée sur le commerce des produits agricoles (cacao, café, palmier à huile, bananes plantains et riz). Les formations géologiques du secteur sont constituées des roches métamorphiques appartenant au mégacycle éburnéen (micaschistes à deux micas, staurotides, andalousite, gneiss à biotite, à biotite et muscovite subordonnée, migmatites à biotite, migmatites à biotite et grenat), des roches plutoniques (granites à deux micas, granites à biotite, granites à biotite et muscovite subordonnée, granodiorites à faciès orthogneissique), des dolérites post-éburnéennes sous forme de filons ou de petits stocks plus ou moins parallèles de direction générale NW-SE.

3 MATERIELS ET METHODES

3.1 DONNEES

Les données cartographiques utilisées sont une carte topographique à l'échelle 1/200000 (datant de 1966) et une autre à l'échelle 1/500000 (datant de 1996) acquises au CCT, une carte géologique du Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire à l'échelle 1/500000 (domaine SASCA) établie d'après les travaux de [8] par le BRGM (Bureau de Recherche de Géologie Minière) en 1973 et obtenue auprès de la Direction de la Géologie, une carte de l'esquisse pédologique de la Côte d'Ivoire (feuille Sud-Ouest) à l'échelle 1/500000 dressée par [9], une carte géologique du degré carré de Soubré à l'échelle 1/200000 établie d'après les travaux de [11] provenant également de la Direction de la Géologie.

Les données satellitaires utilisées dans ce travail sont le MNA (Modèle Numérique d'Altitude) de la zone d'étude obtenu à partir des images SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) extraites de la base de données GTOPO30 de l'USGS (United States Geological Survey). Le MNA de la zone d'étude est présenté à la figure 2.

3.2 METHODOLOGIE

3.2.1 PRINCIPE DE LA FONCTION DE TRANSFERT MORPHOLOGIQUE (FTM)

La réflexion méthodologique a porté sur la conceptualisation d'une fonction de transfert reposant sur une représentation physiquement satisfaisante des écoulements dans les chenaux d'un réseau hydrographique schématisé sous la forme d'un modèle de drainage dérivé d'un MNT. Des formules empiriques sont proposées permettant d'estimer la largeur des chenaux en fonction de la taille des bassins et de la pente locale du dit chenal. Ces largeurs estimées servent à leur tour à définir des longueurs et des pentes d'écoulement des chenaux physiquement plausibles et peu sensibles à la résolution spatiale. Ceci est rendu possible en introduisant la dimension fractale du réseau comme facteur de modulation des longueurs et des pentes en fonction du pas de mesure soit le pas du MNT [2]. Cette méthode est utilisée dans le module de simulation baptisé Fonction de Transfert Morphologique (FTM). Dans sa version actuelle, le transfert ne procède que d'une translation des volumes d'eau générés par des pluies impulsionnelles. Ainsi, la longueur et la largeur du chenal apparaissent comme deux critères intervenant dans l'estimation d'une longueur d'écoulement « conventionnelle ».

3.2.1.1 EQUATIONS GOUVERNANT LA FONCTION DE TRANSFERT MORPHOLOGIQUE

Le processus consiste à calculer les indices morphologiques ou hydrologiques appropriés correspondant à l'hypothèse de la dimension fractale du réseau hydrographique, tout en générant un hydrogramme géomorphologique impulsionnel (HGI) [3], [12]. Il apparaît possible d'estimer pour chaque maille d'un MNT les caractéristiques suivantes du chenal la traversant :

- largeur du chenal : λ ;
- longueur dite « intra-maille » du chenal : L.

La représentation des chenaux à l'intérieur de chaque maille (représentation intra-maille) offre la perspective d'établir un « modèle d'écoulement » dans les chenaux qui soit plausible en termes hydrologiques.

Partant de la formule de Strickler dans laquelle on confond profondeur moyenne et rayon hydraulique, et d'un débit d'ampleur moyen dans un très large éventail de surfaces drainées on estime la valeur du débit Q dans l'équation 1:

$$Q = S^{0,75} \quad (1)$$

On arrive à établir la proportionnalité de la largeur de la rivière avec la surface drainée élevée à une certaine puissance, et avec l'inverse de la pente élevée à une autre puissance. On aboutit à la formule donnée par l'équation 2, qui fixe un ordre de grandeur tout à fait acceptable dans une gamme très étendue de surface et de pente :

$$\lambda = S^{0,45} i^{-0,25} \quad (2)$$

Avec λ la largeur du chenal, S la surface drainée et i la pente.

En appelant ℓ la longueur du tracé du cours d'eau entre l'entrée et la sortie du bief, L la distance en ligne droite qui sépare l'entrée et la sortie du bief et D la dimension fractale du tracé des rives, on a, par définition de la propriété fractale donnée par l'équation 3 :

$$\ell / L = (\lambda / L)^{1-D} \quad (3)$$

D'où l'on obtient l'équation 4 :

$$\ell = \left[L^{4D} \left[10^{-9} \cdot S^{1,8} \cdot \Delta H^{-1} \right]^{1-D} \right]^{1/(D+3)} \quad (4)$$

Où ΔH est la dénivelée en mètres entre l'entrée et la sortie du bief. En particulier, si le bief correspond à la traversée d'une même maille de la grille du MNT de résolution r et si n est le nombre de mailles drainées par le bief dans la maille qu'il traverse, sa longueur est estimée à l'équation 5 par :

$$\ell = \left[r^4 \left[10^{10,8} \cdot r^{0,4} \cdot \Delta H \cdot n^{-1,8} \right]^{D-1} \right]^{1/(D+3)} \quad (5)$$

La dimension fractale attribuée au tracé du cours d'eau permet d'évaluer la longueur effective parcourue pour l'écoulement. Il en résulte une nouvelle estimation de la pente. La vitesse du transfert de l'eau en dépend, de même que, a fortiori, le temps de transfert de l'écoulement d'une maille à l'autre.

Ainsi, la fonction de transfert morphologique peut s'exprimer comme suit dans l'équation 6 :

$$Q = \lambda.H.V \quad (6)$$

Avec Q le débit spécifique à l'exutoire du bassin, λ la largeur du chenal et V la vitesse des écoulements dans le chenal.

Ainsi la vitesse s'obtient de la façon suivante dans l'équation 7 :

$$V = k.H^{2/3}.i^{1/2} \quad (7)$$

Avec H profondeur du chenal, k coefficient de Strickler, i la pente.

Il vient alors dans l'équation 8 que la profondeur est :

$$H^{2/3} = V / (k.i^{1/2}) \quad (8)$$

Les équations 1 et 2 permettent d'écrire avec pour hypothèse que Q et λ ne dépendent que de S et de i l'équation 9 :

$$Q / \lambda = S^{0,3}.i^{0,25} \quad (9)$$

Il vient dans l'équation 10 que :

$$(Q / \lambda)^{2/3} = (H.V)^{2/3} \quad (10)$$

D'où l'équation 11 :

$$(S^{0,3}.i^{0,25})^{2/3} = V / (k.i^{1/2}).V^{2/3} = V^{5/3}.(k.i^{1/2})^{-1} \quad (11)$$

La vitesse peut donc être estimée en fonction de S, i et k par l'équation 12 :

$$V = S^{0,12}.i^{0,4}.k^{0,6} \quad (12)$$

Dans l'équation 13, comme :

$$H = Q / \lambda V = S^{0,75-0,45-0,12}.i^{0,25-0,4}.k^{0,6} \quad (13)$$

On déduit alors l'équation 14 :

$$H = S^{0,18}.i^{-0,15}.k^{0,6} \quad (14)$$

Le coefficient de Strickler k représente la « rugosité » du lit de la rivière au regard de l'écoulement. Il intervient à ce titre dans l'estimation de la vitesse V des écoulements et de la profondeur H du chenal. Selon la rugosité, cet indice varie entre 10 et 30. Dans la nature, les torrents ont un lit pierreux en forte pente ce qui les rend rugueux au regard de l'écoulement. Inversement, les fleuves ont un lit en faible pente formé de bancs alluviaux argilo-sableux qui réduisent sensiblement la rugosité. On pose donc comme hypothèse supplémentaire que k est fonction de la superficie S du bassin et de la pente i du lit [1]-[2].

Si on pose dans l'équation 15 que :

$$k = a.S^m.i^n \quad (15)$$

On peut écrire empiriquement dans l'équation 16 que :

$$k = 10 \cdot S^{0,04} \cdot i^{-0,03} \quad (16)$$

En remplaçant k dans les équations 13 et 14, on obtient des estimations de la vitesse V et de la profondeur H ne dépendant plus que de la surface S du bassin et de la pente i du chenal dans l'équation 17 :

$$V = 4 \cdot S^{0,144} \cdot i^{0,382} \quad (17)$$

En intégrant l'expression de la vitesse de l'équation 12 à l'expression de H dans l'équation 13, on obtient l'équation 18 :

$$H = 0,25 S^{0,156} \cdot i^{-0,132} \quad (18)$$

Si on admet que la puissance mécanique de l'écoulement par unité de largeur est constante de l'amont à l'aval (signifiant que le seuil de résistance du sol au creusement est homogène), la quantité QV^2/λ est constante ce qui revient à admettre dans l'équation 19 que :

$$S^{0,588} \cdot i^{1,014} = c \quad (19)$$

Attribuons à cette constante c, la valeur arbitraire de 0,4. La pente i du lit ne dépend plus que de la surface S du bassin soit l'équation 20 :

$$i = 0,405 S^{-0,58} \quad (20)$$

On retrouve là la loi de pente de Horton selon laquelle la pente est proportionnelle à la surface drainée élevée à une puissance négative [12]. L'exposant de S est négatif ; ce qui signifie que les profils en long des rivières sont globalement concaves. Cet exposant pourrait éventuellement être calibré sur les profils en long observés.

3.2.1.2 DETERMINATION DE L'HYDROGRAMME GEOMORPHOLOGIQUE IMPULSIONNEL

Connaissant la largeur λ , la longueur ℓ , la profondeur H du chenal et la vitesse V d'écoulement dans ce chenal en chaque maille, une fonction de transfert peut être établie sur la base du modèle de drainage dérivé du MNT.

Deux caractéristiques sont calculées à partir de ces valeurs [6] :

- le temps de transit intra-maille en secondes soit l'équation 21:

$$T = \ell / V \quad (21)$$

- le volume du chenal en m^3 soit l'équation 22:

$$C = \lambda \cdot \ell \cdot H \quad (22)$$

En ajoutant les temps de transit de l'amont vers l'aval des chenaux en fonction du modèle de drainage, on obtient pour chaque maille le temps de transfert à l'exutoire T donné par l'équation 23 :

$$T = \sum_{i=1}^n T_i[m(i)] \quad (23)$$

$m(1), m(2), \dots, m(i), \dots, m(n)$ étant les n mailles traversées entre la maille considérée $m(0)$ et la maille exutoire $m(n)$.

Appliquée à un bassin, la cartographie de ces valeurs permet d'obtenir des isochrones. L'histogramme de fréquences par classe de pas de temps Δt de ces valeurs esquisse la forme de l'hydrogramme géomorphologique impulsif (HGI) au même pas de temps du bassin (figure 3).

Nous avons donc dans le cadre de ce travail, appliqué la fonction de transfert morphologique au bassin versant de Débo en vue de comprendre la réponse hydrologique de celui-ci et d'étudier la sensibilité des différents HGI qui en découlent aux différents pas de temps de simulation.

3.2.2 SIMULATION DES TRANSFERTS D'EAU DANS LE BASSIN VERSANT DE DEBO SOUS FTM

L'essentiel des résultats de la simulation de la fonction de transfert morphologique (FTM) réside dans l'obtention d'un hydrogramme géomorphologique impulsif (HGI) à partir du calcul des paramètres hydrodynamiques liés au réseau hydrographique. Ces paramètres sont la largeur et la longueur du chenal et la dimension fractale du réseau hydrographique.

Généralement, l'hydrogramme géomorphologique impulsif est obtenu pour une résolution spatiale fixée (pas de référence) et pour une résolution temporelle (pas de temps). La variation des pas de référence et de temps permet d'obtenir des HGI simulés qui peuvent présenter un sensible étalement par rapport à l'hydrogramme des temps de transfert servant de référence. La résolution spatiale du MNT considérée dans cette étude étant fixe, seuls les pas de temps ont fait l'objet de variation ; ce qui nous permet d'obtenir les différents HGI simulés en fonction des différents scénarii de pluie efficace.

4 RESULTATS ET DISCUSSION

4.1 LES FICHIERS DES INDICES MORPHOLOGIQUES DU BASSIN VERSANT DE DEBO

Les fichiers obtenus sont : le fichier des longueurs intra-maillages (LON) exprimées en dm, le fichier des pentes du réseau (PER) exprimées en cm, le fichier des vitesses d'écoulement dans le bief (VIT) exprimées en mm.s^{-1} , le fichier des temps de transit intra-maillages (TRA) en secondes, le fichier des profondeurs du bief en mm (PRO), le fichier des largeurs des biefs en dm (LAR) et le fichier des volumes des biefs en m^3 (VOL). Les caractéristiques de tous ces fichiers sont consignées dans le tableau 1 suivant.

Ces différents fichiers donnent un ordre de grandeur des paramètres fractaux des différents biefs du réseau hydrographique. Ainsi la largeur maximale des biefs est de 25 m quand la longueur maximale est de 78 m. Les profondeurs des biefs vont jusqu'à 1,7 m. Les pentes réseau sont estimées à 14,1 % maximum et les vitesses de transit intra-maillages sont maximisées à $2,79 \text{ m.s}^{-1}$. Les temps de transit varient entre 92 s et 4884 s soit 1 h 21 min 24 s. A partir de ces valeurs les différents hydrogrammes géomorphologiques impulsifs simulés sont déduits en fonction des pas de temps fixés.

4.2 LES HYDROGRAMMES GEOMORPHOLOGIQUES SIMULES DU BASSIN VERSANT DE DEBO

Le pas de temps est défini en minute par défaut mais doit tenir compte de la résolution spatiale du MNT c'est-à-dire du pas de référence ; c'est du moins la démarche adoptée et recommandée par [2]. Le pas de référence du MNT (μ) ayant servi dans cette étude étant de 92,42 m ($50 \text{ m} < \mu < 100 \text{ m}$), le pas de temps par défaut choisi est donc de 20 minutes.

Les pas de temps de simulation sont : 5, 10, 18, 20, 25, 30, 45 et 60 minutes sous l'hypothèse d'une pluie uniforme sur toute l'étendue du bassin versant.

Ainsi pour ces différents pas de temps, les hydrogrammes géomorphologiques impulsifs simulés sont présentés à la figure 4.

Pour le pas de temps de référence $t = 20 \text{ min}$, l'analyse de l'hydrogramme géomorphologique impulsif (HGI) montre que la courbe de débits unitaires simulés s'ajuste à l'hydrogramme des fréquences des temps de transit intra-maille. Le débit de crue maximum est observé pour un temps de 31,33 heures soit 1 jour 7 h 19 min 48 s après le début de la pluie. Ce débit maximum spécifique de crue est de $3,394 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ pour une pluie efficace uniforme de 1 mm.

Pour les pas de temps ($t = 5 \text{ min}$ et $t = 10 \text{ min}$) très inférieurs au pas de temps de référence ($t = 20 \text{ min}$), les courbes de débits ne s'ajustent pas avec l'histogramme des fréquences des temps de transit intra-maille. On note un étalement des hydrogrammes qui indique un retard à l'écoulement. De même pour les pas de temps très supérieurs à $t = 20 \text{ min}$ ($t = 30, 45$ et 60 min), on note ici aussi un décalage entre les hydrogrammes et l'histogramme des fréquences des temps de transit intra-maille. En revanche, lorsque les pas de temps restent très proches de $t = 20 \text{ min}$ ($t = 18 \text{ min}$ et $t = 25 \text{ min}$), les hydrogrammes tendent à s'ajuster à l'histogramme des fréquences. Ainsi, il semble que dans la fonction de transfert morphologique des quantités d'eau à l'exutoire du bassin versant de Débo, le pas de temps optimum de simulation (pas de temps générant un HGI ajusté sur les temps de transfert) est de $t = 20 \text{ min}$.

Le pas de temps optimum de simulation étant ainsi déterminé, il a été possible d'étudier la sensibilité du modèle face aux différents scénarii de pluie. Dans l'exemple ci-dessus, la simulation a été faite sous l'hypothèse d'une pluie uniforme de 1 mm sur toute l'étendue du bassin. Nous avons donc considéré des scénarii de pluie selon les différents gradients Est, Ouest, Nord et Sud. La figure 5 présente les HGI et les volumes cumulés en pourcentage par rapport à ces gradients de pluie.

L'analyse de la figure 5 montre que, seul l'hydrogramme géomorphologique impulsif sous hypothèse de pluie uniforme, s'ajuste à l'histogramme des fréquences des temps de transfert. Pour les autres scénarii de pluie, les HGI simulés ne s'ajustent pas à l'histogramme des fréquences des temps de transfert. Toutefois pour les pluies selon les gradients Ouest et Nord, on note un retard à l'écoulement bien que les débits spécifiques de crue maximale soit élevés ($3,465 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour le gradient Nord et $3,606 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour le gradient Ouest contre $3,394 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour la pluie uniforme). Par contre pour les gradients Est et Sud, on note que les écoulements sont plus rapides et les débits de crue élevés ($3,401 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour le gradient Est et $3,695 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour le gradient Sud). L'explication de cet état de fait réside dans la disposition naturelle du réseau hydrographique dans le bassin versant de Débo, qui est principalement orienté vers le Sud et vers l'Est. Ainsi selon ces gradients, les eaux pluviales sont plus importantes et plus rapidement drainées par le réseau hydrographique. Pour le gradient Nord, le retard à l'écoulement s'explique par le fait que le sens des précipitations est contraire à la direction naturelle Sud du réseau hydrographique.

L'évolution des volumes écoulés épouse également l'évolution des HGI et permet de confirmer l'explication donnée ci-dessus à ce phénomène. Ainsi on remarque un étalement des courbes de volumes cumulés pour les gradients Ouest et Nord qui explique ce retard à l'écoulement. Pour les gradients Sud et Est, on note au contraire une accumulation rapide des volumes écoulés qui met en évidence la rapidité de l'écoulement selon ces gradients.

Sous l'hypothèse de pluie uniforme, les courbes de volumes cumulés ont été représentées pour expliquer la sensibilité du modèle aux différents pas de temps (figure 6).

L'analyse de la figure 6 montre que, pour les pas de temps différents du pas de temps de référence ($t = 20 \text{ min}$), les courbes de volumes cumulés en pourcentage ne se superposent pas à la courbe de référence (courbe de $t = 20 \text{ min}$ en orange). Au contraire, on constate un étalement de ces courbes pour les pas de temps t ($t = 5, 10, 25$ et 30 min). On note cependant que lorsque le pas de temps est très proche ($t = 18 \text{ min}$) du pas de temps de référence, les courbes de volumes cumulés restent sensiblement proches.

En conclusion, le pas de temps optimum de simulation des transferts d'eau générant un HGI ajusté aux temps de transfert est donc de 20 minutes.

4.3 REPONSE HYDROLOGIQUE DU BASSIN VERSANT DE DEBO A UN SCENARIO DE PLUIE EFFICACE

A partir de l'hydrogramme géomorphologique impulsif (HGI) simulé au pas de temps optimum ($t = 20 \text{ min}$) ajusté à l'histogramme des fréquences des temps de transfert sous l'hypothèse d'une pluie uniforme de 1 mm, il est possible de voir ce que serait la réponse hydrologique du bassin versant pour des scénarii de pluie supérieure à 1 mm. Dans le cadre de cette étude la réponse hydrologique du bassin versant de Débo sous la forme d'un hydrogramme de crue impulsif a été étudiée pour des scénarii différents de pluie brute. Les différents scénarii de pluie brute initiale simulée sont de 10 mm, 20 mm, 78,54 mm et 188,08 mm correspondant à des lames précipitées de 73 mm, 100 mm, 200 mm et 1446,74 mm. Les caractéristiques des différentes réponses hydrologiques du bassin versant de Débo en fonction des scénarii de pluie sus-indiqués sont regroupées dans le tableau 2.

L'analyse du tableau révèle que les débits maxima de crue varient en fonction des lames d'eau écoulées. En effet pour une lame d'eau écoulée de 13 mm, le débit maximum de crue simulé est de $43,789 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ alors qu'il est de $634,111 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour une lame d'eau écoulée égale à 188,08 mm. On remarque que les temps de montée (temps correspondant à l'apparition de crue maximale) sont sensiblement identiques et varient entre 1920 et 2000 minutes (32 h et 33 h 20 min). Les volumes écoulés évoluent dans un ordre de grandeur de 10^6 m^3 à 10^8 m^3 . Les volumes écoulés les plus importants s'observent pour une lame écoulée de 188,08 mm, un temps de montée 33 h 20 min et s'évaluent à $1,06 \cdot 10^8 \text{ m}^3$. Les plus faibles volumes écoulés correspondent à une lame écoulée de 13 mm et sont estimés à $7,35 \cdot 10^8 \text{ m}^3$ pour un temps de montée égale à 32 h 40 min.

Ces caractéristiques sont mieux explicitées par les hydrogrammes de crue impulsifs qui matérialisent la réponse hydrologique du bassin versant de Débo en fonction des différents scénarii de pluie. Cette réponse est présentée à la figure 7.

Il ressort de l'analyse des hydrogrammes de crue impulsions plusieurs constats. Pour une même lame précipitée, la réponse hydrologique varie en fonction du volume écoulé. Plus les lames écoulées sont importantes, plus les débits le deviennent aussi. Pour une lame précipitée de 73 mm, les débits varient selon le taux d'écoulement. En effet pour un taux d'écoulement de 70,14 % (soit une lame écoulée de 51,2 mm), le débit de crue simulé est de $172,654 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ alors que pour un taux d'écoulement légèrement supérieur de 72,53 % (soit une lame écoulée de 52,95 mm), le débit de crue simulé est de $178,517 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. De même pour une lame précipitée de 200 mm et un taux d'écoulement de 13 % (26 mm d'eau écoulée) on obtient un débit de crue de $87,578 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ alors que pour un taux d'écoulement de 24,10 % (une lame écoulée de 48,20 mm), le débit de crue est estimé à $162,518 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Le débit de crue le plus élevé est observé pour une lame précipitée de 1446,74 mm correspondant à la moyenne des précipitations dans la région de Soubré. Pour cette lame précipitée, les résultats du bilan hydrologique de la région ont estimé le taux d'écoulement à 13 % soit une lame écoulée de 188,08 mm. Ainsi, pour cette lame écoulée, le débit de crue est maximum et s'évalue à $634,111 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Les volumes d'eau mobilisés aussi varient selon les lames écoulées. En effet, plus la lame écoulée est importante, plus le volume mobilisé est important et que les débits de crue sont élevés.

4.4 DISCUSSION

La simulation des transferts d'eau sous le module FTM a permis de déterminer les caractéristiques fractales du réseau hydrographique du bassin versant de Débo tels que la largeur maximale, la longueur maximale, les profondeurs des biefs, les pentes réseau, les vitesses de transit et les temps de transit intra-maillages. A partir de ces valeurs, les différents hydrogrammes géomorphologiques impulsions simulés ont été déduits en fonction des pas de temps fixés. Le pas de temps est défini en minute par défaut ($t = 20$ minutes) et tient compte de la résolution spatiale du MNT selon les recommandations de [2].

L'analyse de l'hydrogramme géomorphologique impulsions (HGI) pour le pas de temps de référence $t = 20$ minutes, montre que la courbe de débits unitaires simulés s'ajuste à l'histogramme des fréquences des temps de transit intra-maillages. Le débit maximum de crue est observé pour un temps de montée de 31,33 heures est de $3,394 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour une pluie efficace uniforme de 1 mm. Les hydrogrammes ne s'ajustent pas à l'histogramme des fréquences des temps de transit pour les pas de temps inférieurs ou supérieurs à $t = 20$ minutes. Ainsi, il semble que dans la fonction de transfert morphologique des quantités d'eau à l'exutoire du bassin versant de Débo, le pas de temps optimum de simulation (pas de temps générant un HGI ajusté sur les temps de transfert) est de $t = 20$ minutes [2]. La sensibilité du modèle étudiée à partir de ce temps optimum de simulation en fonction des différents scénarii de pluie selon les directions ou gradients Est, Ouest, Nord et Sud, montre que, seule la pluie uniforme donne des HGI qui s'ajustent à l'histogramme des fréquences des temps de transit. Néanmoins, les débits maxima de crue s'observent pour une pluie simulée selon le gradient Sud. Ce fait tire son explication dans l'orientation vers le Sud du réseau hydrographique et surtout de l'orientation des altitudes vers le Sud.

L'analyse de la réponse hydrologique du bassin versant de Débo sous la forme d'un hydrogramme de crue impulsions pour des scénarii différents de pluie brute initiale (10 mm, 20 mm, 78,54 mm et 188,08 mm correspondant à des lames précipitées de 73 mm, 100 mm, 200 mm et 1446,74 mm), révèle que les débits maxima de crue varient en fonction des lames d'eau écoulées. Pour une même lame précipitée, la réponse hydrologique varie en fonction du volume écoulé. Plus les lames écoulées sont importantes, plus les débits le deviennent. Les volumes d'eau mobilisés aussi varient selon les lames écoulées. En effet, plus la lame écoulée est importante, plus le volume mobilisé est important et que les débits de crue sont élevés. Pour une lame écoulée de 188,08 mm, on observe un débit maximum de $634,111 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Le pas de temps de simulation des transferts ainsi que la dimension fractale du réseau pourraient donc jouer un rôle prépondérant dans l'explication des valeurs élevées des débits de crue obtenus avec la fonction de transfert morphologique (FTM). C'est le constat fait par [7] dans le bassin de Yewa au Nigeria. En effet, on a montré que lorsque le pas de simulation est faible, les débits maxima simulés obtenus sont très faibles.

En conclusion, tous ces résultats montrent le potentiel du logiciel DEMIURGE en simulation et en prévision hydrologique et surtout en aménagement. La plupart des travaux exploitent le module TOPASE (Topographie appliquée à la simulation des écoulements). En effet ce logiciel a été appliqué dans le bassin du Bras-David en Guadeloupe par [4]. Il a été appliqué avec succès dans le Centre de la Tunisie pour la détermination des caractéristiques morphologiques, hydrologiques et hydrodynamiques du bassin de Merguellil par [5]. Il a été appliqué aussi sur le bassin de la Doure au Nord de l'Espagne dans le cadre de la détermination des caractéristiques morphologiques et hydrologiques par [10]. Son grand avantage est sa mise en œuvre facile.

Il faut néanmoins souligner que, malgré tous ses mérites et sa remarquable contribution à l'étude des modèles numériques de terrain (MNT), le logiciel présente quelques insuffisances dans son application. La question de l'échelle de

travail est importante. De plus, la résolution du MNT, autrement dit la taille des mailles, diminue la fiabilité de certains résultats ou rend l'étude de certains bassins versants difficile voire impossible. Cette résolution peut influencer le calcul des longueurs et rendre les mesures des distances fausses, comme les distance à l'exutoire par exemple. Ces distances sont donc à utiliser avec prudence, mais elles peuvent toutefois être utilisées à titre de comparaison entre plusieurs bassins versants.

5 TABLEAUX ET FIGURES

5.1 TABLEAUX

Tableau 1. Caractéristiques des fichiers hydrodynamiques du bassin versant de Débo calculés sous FTM

	Fichiers					
	LAR en m	LON en m	PRO en m	PER en %	TRA en s	VIT en m.s ⁻¹
Valeur minimale	0	22,4	0,156	0,03	92	0,091
Valeur maximale	25	78	1,696	14,1	4884	2,79

Tableau 2. Caractéristiques des réponses hydrologiques du bassin versant de Débo en fonction des différents scénarii de pluie

N� de simulation	Pluie brute initiale en mm	Lame totale précipitée en mm	% écoulé	Lame écoulée en mm	Temps de montée en min	Débit max. de crue en m ³ .s ⁻¹	Volume précipité en m ³	Volume écoulé en m ³
1	1	1	100	1	1860	3,390	5,65.10 ⁶	5,65.10 ⁶
2	10	73	70,14	51,2	1980	172,654	4,13.10 ⁷	2,89.10 ⁷
3	10	73	72,53	52,95	1980	178,517	4,13.10 ⁷	2,99.10 ⁷
4	10	100	13	13	1960	43,789	5,65.10 ⁷	7,35.10 ⁶
5	20	200	24,1	48,2	1920	162,518	1,13.10 ⁸	2,73.10 ⁷
6	20	200	13	26	1960	87,578	1,13.10 ⁸	1,47.10 ⁷
7	78,54	1446,74	13	188,08	2000	634,111	8,18.10 ⁸	1,06.10 ⁸

5.2 FIGURES

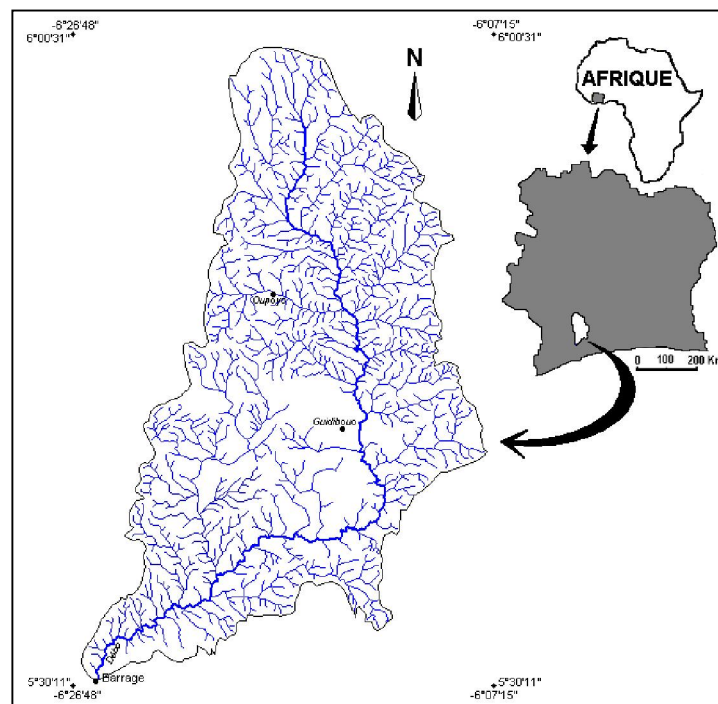


Fig. 1. Présentation et localisation du bassin versant de Débo

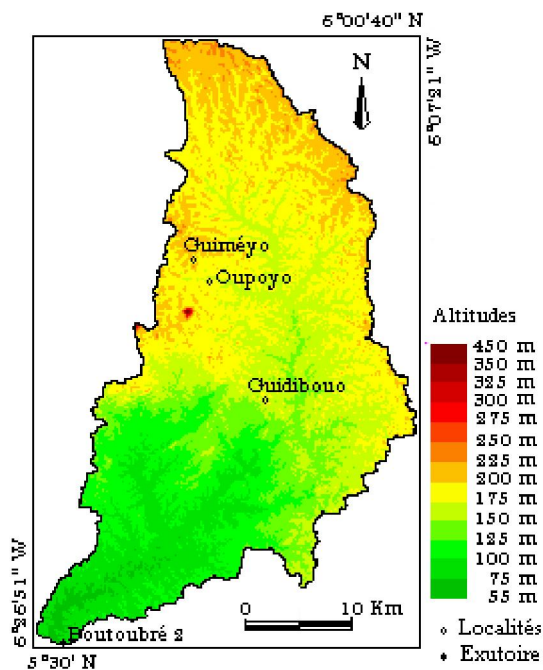


Fig. 2. Modèle numérique d'altitude (MNA) du bassin versant de Débo

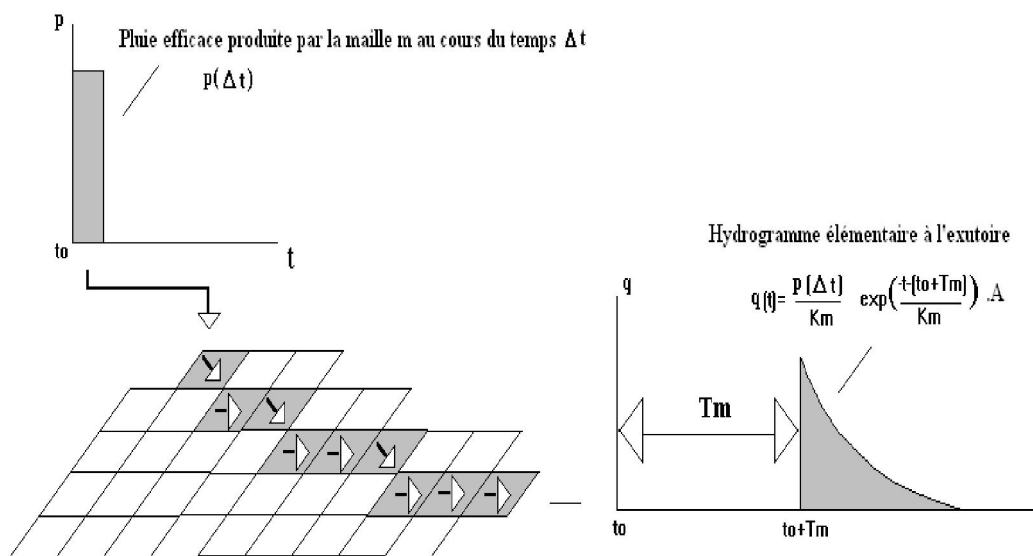


Fig. 3. Principe d'obtention de l'HGI [6]

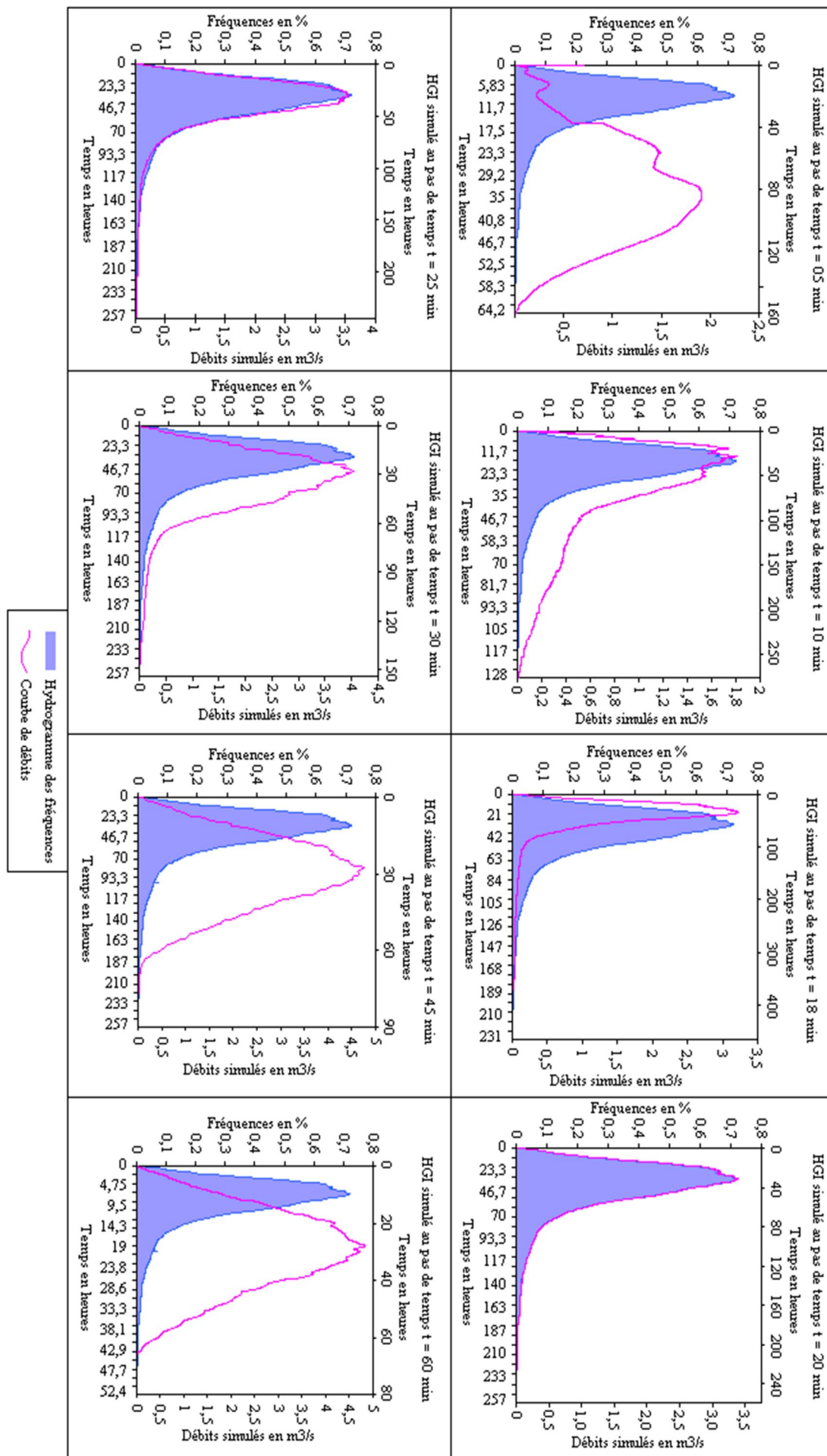


Fig. 4. Hydrogrammes géomorphologiques impulsifs simulés aux différents pas de temps t (t = 5, 10, 18, 20, 25, 30, 45 et 60 min)

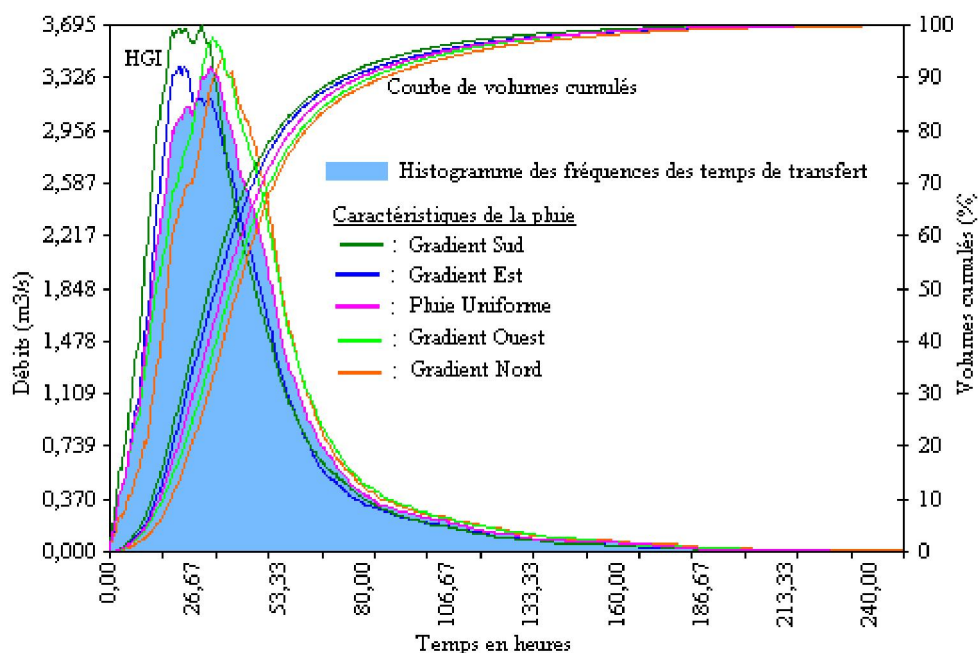


Fig. 5. HGI et courbes de volumes cumulés selon les différents gradients de pluie

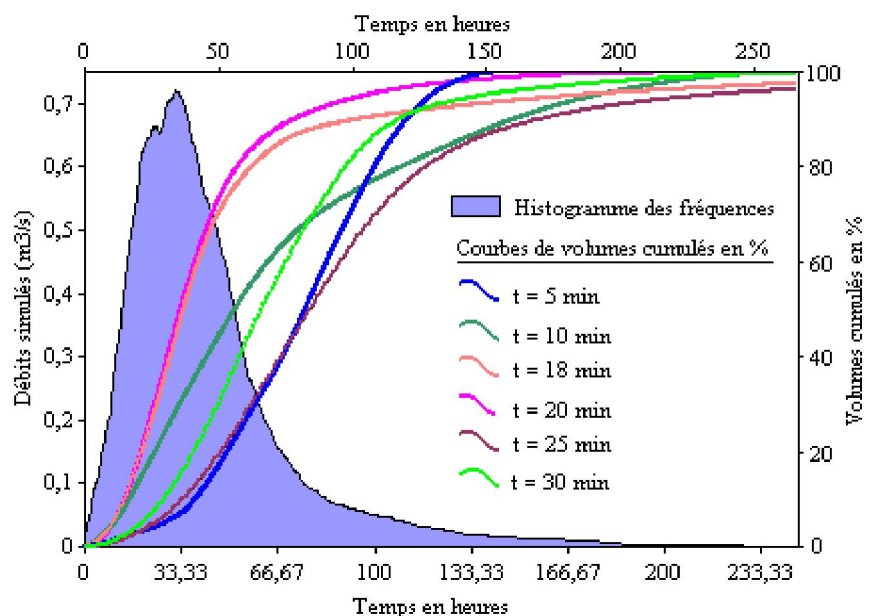


Fig. 6. Evolution des courbes de volumes cumulés aux différents pas de temps

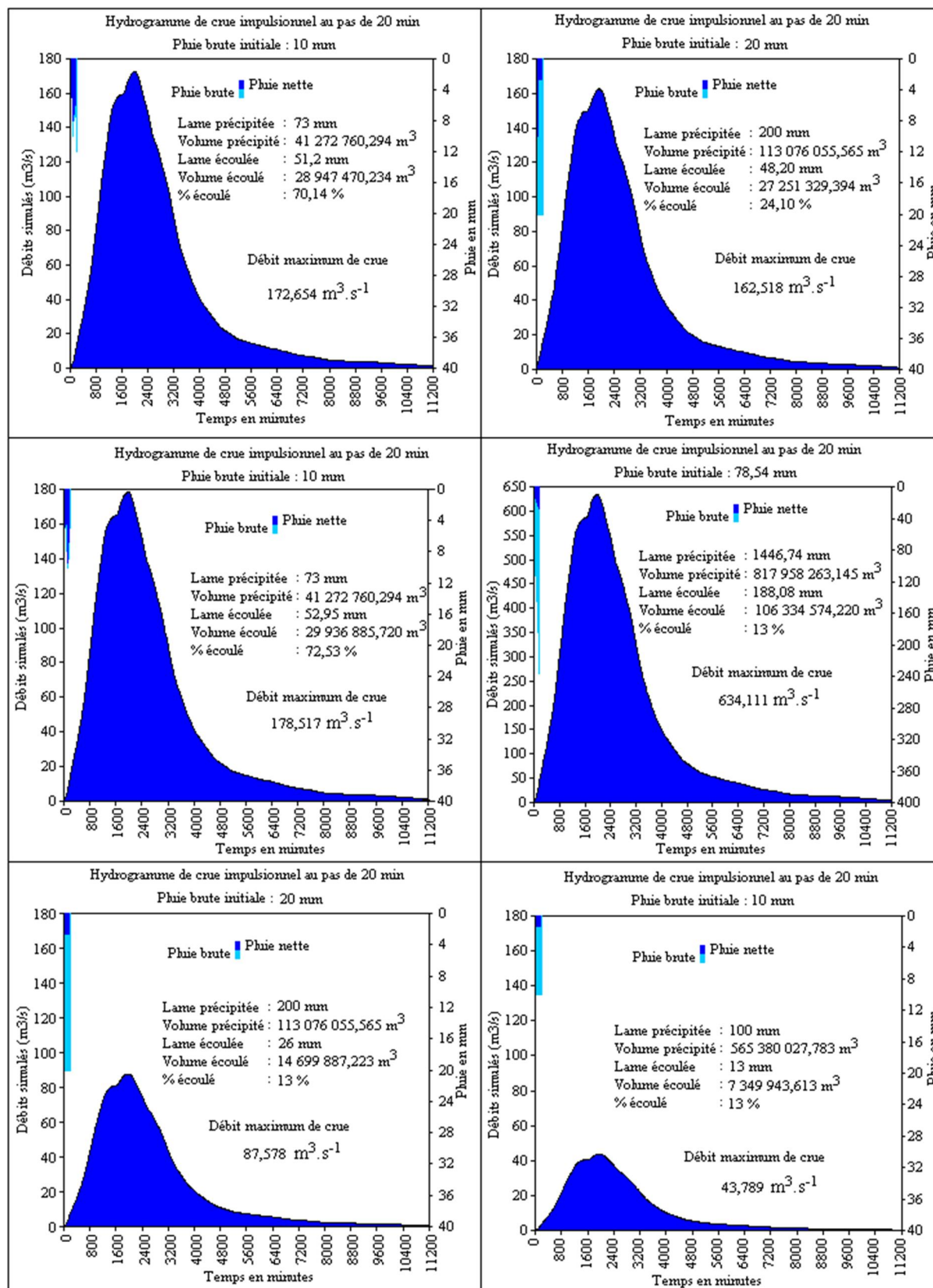


Fig. 7. Hydrogrammes de crue impulsionnelle du bassin versant de Débo au pas de temps $t = 20$ min en fonction des scénarii de pluie brute et nette

6 CONCLUSION

La fonction de transfert morphologique (FTM) a permis de simuler les transferts d'eau dans les différents chenaux associés aux réseaux hydrographiques des bassins versants de Débo à partir des seules informations issues du MNA. Ainsi les débits maxima de crue et les volumes mobilisés ont été estimés. Tous ces résultats permettent de rendre compte du fonctionnement de l'hydrosystème de Débo et de comprendre sa réaction face aux phénomènes de variabilité et de changements climatiques. Cette étude permet de mettre en évidence l'utilité du logiciel DEMIURGE et en particulier la fonction de transfert morphologique dans la prévision des crues et l'aménagement du territoire.

REMERCIEMENTS

Nos remerciements s'adressent tout particulièrement à Christian Dépraetère de l'IRD qui nous a initié à l'utilisation du logiciel DEMIURGE et qui a permis la prise en main des différents modules qui le composent. A messieurs Oyebande Lekan et Olunsegun Adeaga de l'Université de Lagos au Nigéria nous témoignons notre reconnaissance pour avoir éclairé notre lanterne concernant le module FTM. A toute l'équipe du CURAT pour avoir permis d'achever ce travail.

REFERENCES

- [1] C. DEPRAETERE, "Chaîne de production et de traitement de modèle numérique du terrain appliqué à l'hydrologie (DEMIURGE 2.3.)," ORSTOM Montpellier, 1995.
- [2] C. DEPRAETERE, "Module de simulation des écoulements: Fonction de transfert Morphologiques (FTM)," Annales de l'ORSTOM, 44p, 1996.
- [3] IRD (Institut de Recherche pour le Développement), "Chaîne de production et de traitement de modèle numérique du terrain appliqué à l'hydrologie (DEMIURGE 3.11)," ORSTOM Montpellier, 1999.
- [4] C. DEPRAETERE et F. MONIOD, "Contribution des modèles numériques de terrain à la simulation des écoulements dans un réseau hydrographique," Hydrologie continentale, 6(1) ORSTOM, pp 29-53, 1991.
- [5] A. KINGUMBI, "Elaboration et traitement du modèle numérique de terrain (MNT) de l'Oued Merguellil," Mémoire de fin d'études d'ingénieur, ESIER, 73p, 1996.
- [6] F. MONIOD, "Deux paramètres pour caractériser le réseau hydrographique." Cahiers de l'ORSTOM, série Hydrologie, vol. 20, n°3 et 4, pp.191-204, 1983.
- [7] L. OYEBANDE & O. ADEAGA, "Flow simulation in an ungauged basin using a digital elevation model," Predictions in Ungauged Basins (PUB). IAHS Publ. 309, 2007.
- [8] A. PAPON et R. LEMARCHAND, "Géologie et minéralisation du Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire," Synthèse des travaux de l'opération SASCA 1962-1968. Mémoire B.R.G.M., n°.80, 284 p, 1973.
- [9] PERRAUD et SOUCHERE, "Esquisse Pédologique de la Côte d'Ivoire. Feuille Sud-Ouest," ORSTOM, Paris, 1970.
- [10] Y. J. SOULET, "Caractérisation hydrologique et géomorphologique des principaux bassins versants du pourtour de la méditerranée et de la mer noire à partir d'un MNT méthode et outil," Mémoire de maîtrise de Géographie. Université Paul Valéry Montpellier III, 151 p, 2001.
- [11] B. TAGINI, "Carte géologique de la Côte d'Ivoire au 1/200000°," SODEMI, 1972.
- [12] D. G. TARBOTON, R. L. BRAS et L. RODRIGUEZ-ITURBE, "On the extraction of channel networks from digital elevation data," In Terrain analysis and distributed modeling in Hydrology (K. BEVEN & MOORE Ed.). John Willey Chichester, pp 85-104, 1993.