

la version 1991, les deux paramètres peuvent être choisis par l'utilisateur en tant que paramètres de calage par rapport à des données observées.

En appelant A la superficie du bassin versant et N le nombre de mailles qu'il contient, le temps de transfert T de l'eau d'une maille vers sa voisine s'exprime par :

$$(4) \quad T_{\text{secondes}} = (1000/k.a) N^{-1/2} A_{\text{km}^2}^{1/2} Sd_{\text{km}^2}^{b-c}$$

Si la superficie drainée Sd au point considéré est M mailles, il vient:

$$(5) \quad t_{\text{secondes}} = (1000/k.a).A^{1/2+b-c}.N^{-0,5}.(M/N)^{b-c}$$

Le temps de transfert jusqu'à l'exutoire du bassin T est obtenu en sommant les temps élémentaires tout le long du trajet suivi par l'eau.

$$(6) \quad T_{\text{secondes}} = (1000/k.a).A_{\text{km}^2}^{1/2+b-c}.T^*_{\text{secondes}}$$

Le terme T* est indépendant de la surface du bassin versant et de ce fait correspond à des « pseudo-temps ». Pour se ramener à des grandeurs physiques, il est nécessaire d'avancer une hypothèse sur la distribution statistique des valeurs de T* tenant compte de la surface du bassin A. L'hypothèse sera que les valeurs de T* sont distribuées statistiquement selon une loi à deux paramètres d'ajustement m et k de la forme :

$$(7) \quad (1-F) = e^{-k.T^*.m}$$

(avec ajustement linéaire $\text{Log}(-\text{Log}(1-F)) = m.\text{Log} T^* + \text{Log} k$)

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 :

$$(8) \quad T^* = D = ((m-1)/(k.m))^{1/m}$$

(avec une densité de probabilité telle que : $P = m.k.((m-1)/(e.m.k))^{(m-1)/m}$)

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 Tr et de débit Q*, on introduit le facteur dimensionnel $(1000/k.a).A_{\text{km}^2}^{1/2+b-c}$ qui prend en compte la superficie A du bassin. En attribuant à k et à c les valeurs conventionnelles 4 et 0,2, il vient que :

$$(9) \quad \text{Temps de réponse Tr : } Tr_{\text{secondes}} = (250/a).A_{\text{km}^2}^{0,3+b} .((m-1)/(k.m))^{1/m}$$

$$(10) \quad \text{Débit de pointe Q* : } Q^*_{m3/s/km^2/mm_ruisselé} = 4a.A_{\text{km}^2}^{-(0,3+b)} .m.k.((m-1)/(e.m.k))^{(m-1)/m}$$

(NB : Le paramètre m fixe la valeur du produit : $Tr.Q^* = 1000(m-1).e^{-(m-1)/m}$)

Le volume unitaire V_u pour une lame d'eau L_{mm} de 1 mm sur un bassin de superficie A_{km^2} étant connu ($V_u = (10^{-3}.L_{\text{mm}}).(10^6.A_{\text{km}^2}) = 10^3.A_{\text{km}^2}$ en m^3), le temps de base Tb se déduit de Tr et de Qmax pour permettre de schématiser la réponse impulsionnelle du bassin sous la forme d'un hydrogramme triangulaire (voir figure 160a).

Méthode FTM (Fonction de Transfert Morphologique) :

La seconde méthode de simulation FTM (Fonction de Transfert Morphologique) porte sur la conceptualisation d'une fonction de transfert basée 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. La réflexion se focalise sur la caractérisation de longueurs d'écoulement en rivière physiquement satisfaisantes, notamment en supposant des propriétés fractales peu ou prou reconnues et perçues pour les réseaux hydrographiques. Benoit Mandelbrot dans son livre « The fractal geometry of Nature » (1982) a été le premier à reconnaître que la longueur d'une rivière comme celle d'une côte l'apparente à un objet fractal, donnant lieu à plusieurs études sur un large échantillonnage de réseaux hydrographiques à diverses échelles, soit à partir de données vecteur, soit de réseaux dérivés de MNT (Gaudio et al. 1984, Hjelmfelt 1988, La Barbera et Rosso 1989, Rosso et al. 1991, Tarboton et al. 1988, Liu 1992, Tarboton 1993, Moussa et Bocquillon 1996, Veltri et Maiolo 1996). S'intéressant spécifiquement au forme topographique, Evans (1995) soulignent que ces dernières ne sont pas « unifractales » mais tendent à suivre plusieurs lois et donc prennent plusieurs dimensions en fonction de l'échelle de mesure sur des MNT. Diverses méthodes dont celles du box-counting (comptage de boîte) ou du sandbox mais aussi la physique des processus hydrologiques imposent toutefois que les rivières et les chenaux qui en sont l'expression morphologique, ne peuvent être des fractales pures mais plutôt des « multifractales » (De Bartolo et al. 2000, De Bartolo et al. 2004, Gaudio et al. 2004). Pour les objets de ce type, la dimension fractale changera en fonction du pas de mesure. De plus, à ne considérer que la rivière en elle-même et non son empreinte hydrologique sous la forme de lit, de thalweg ou de vallée, il va de soi que la dimension fractale dépendra du niveau de l'eau, le tracé devenant de plus en plus lisse lorsque celui augmente. Toute chose égale par ailleurs, les écoulements en étiage auront une dimension fractale supérieure à celle établie en haute eau, a fortiori en crue.

Dans le langage courant, le terme de rivière inclut à la fois les notions de lit bordé par les deux rives et d'une masse d'eau se déplaçant entre ses rives soit le chenal d'écoulement. Les rives ont une existence morphologique effective et leurs caractéristiques perçues ou mesurées à diverses échelles permettent de les assimiler chacune à des objets de même dimension fractale. Les deux rives fractales forment un chenal dont la largeur est localement assez constante. C'est dans ce chenal que va se former un écoulement que l'on peut tenter de ramener à une courbe rectifiée représentant l'axe du courant. Cet axe d'écoulement dépend de la forme des berges tout en ayant une longueur finie. On rappellera que la courbe formée par l'axe d'écoulement dépendra également du niveau d'eau dans le chenal : étiage, régime moyen, crue, pouvant être associés aux notions de lit d'étiage, lit mineur, lit majeur.

Supposons qu'il soit possible de procéder sur une rivière à la mesure des longueurs des rives et de l'axe d'écoulement jusqu'à un pas μ infiniment petit. Tant que le pas de mesure sera supérieur à la largeur du chenal λ_c , la longueur des deux rives et celle de l'axe d'écoulement seront du même ordre de grandeur. Les résultats des mesures en faisant varier le pas seront conformes à la dimension fractale des berges. En revanche, lorsque le pas de mesure devient sensiblement inférieur à la largeur du chenal ($\mu \ll \lambda_c$), la longueur du chenal d'écoulement Λ ne peut être qu'inférieure à celles des rives. Lorsque $\mu \rightarrow 0$, la longueur des rives devient infinie, alors que la longueur de l'axe Λ tendra vers une valeur finie \mathcal{L} dépendant du niveau d'eau dans le chenal. Elle sera faible en hautes eaux en particulier lors des crues et sensiblement plus longue en basses eaux, plus encore à l'étiage. En résumé, la mesure de longueur d'écoulement Λ peut s'appuyer sur des propriétés fractales sans que celles-ci

puissent s'appliquer à un pas de mesure qui serait en deçà de la largeur du chenal λ_c . On notera que la largeur du chenal apparaît comme un critère intervenant dans l'estimation d'une longueur d'écoulement « conventionnelle » mais physiquement satisfaisante.

Une rivière ou sa manifestation morphologique, c'est-à-dire son lit qu'il soit mineur ou majeur, ne peut être considérée comme une ligne mais comme un ruban dont la largeur s'accroît de l'amont vers l'aval (figure 107A). La rivière présente des méandres (Figure 107B) dont la limite de rayon de courbure R_m doit être supérieur ou égal à la largeur du chenal λ_c comme présenté dans le cas limite de la figure 107C. Pour rendre l'hypothèse fractale acceptable, il faut la contraindre en fonction d'une largeur estimée des chenaux en tous points du MNT (figure 107D).

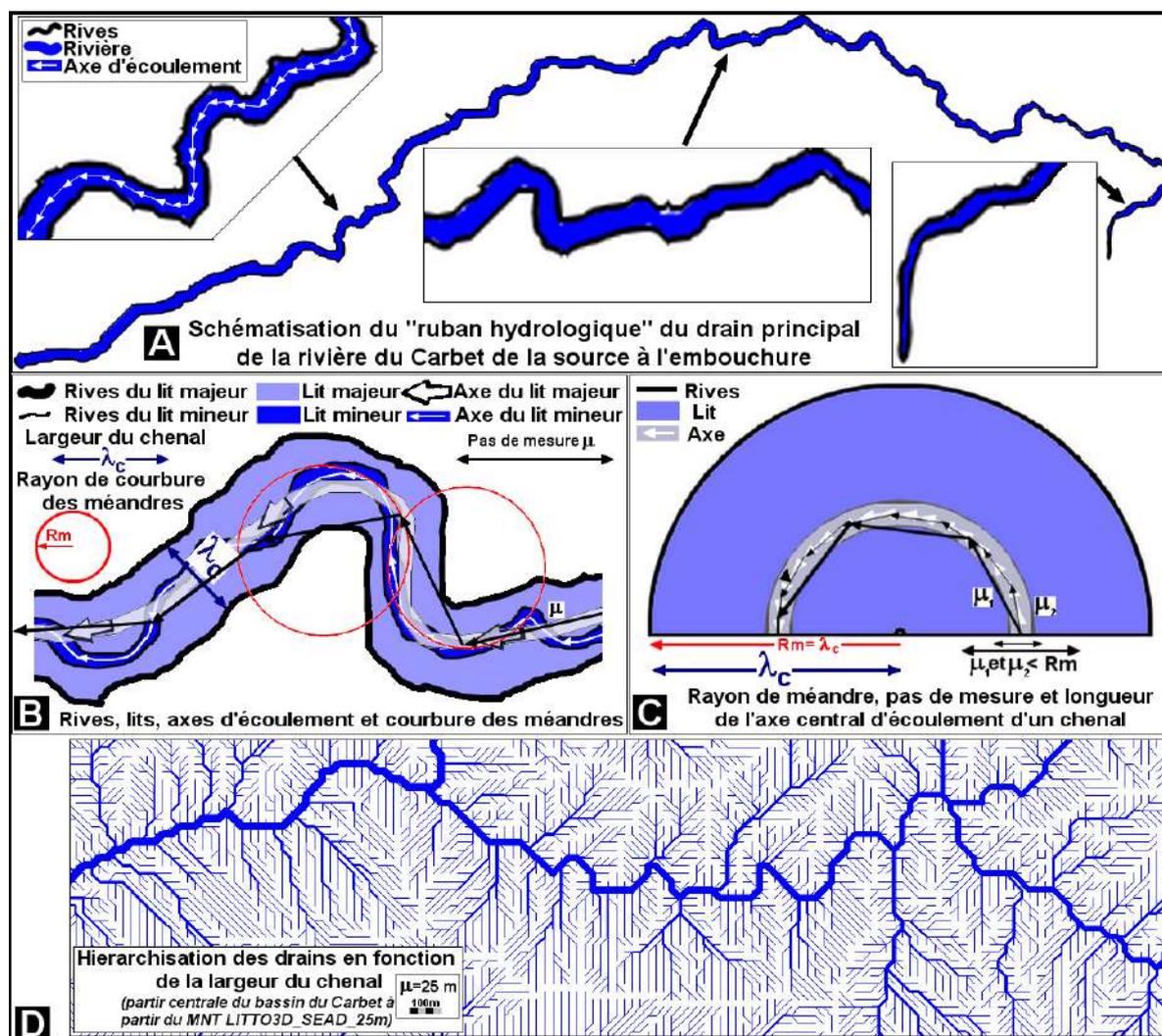


Figure 107 : Largeur λ_c d'un chenal et mesure de sa longueur Λ (cas de la rivière du Carbet)

A./ Schématisation du « ruban hydrologique ».

B./ Relation entre la largeur λ_c , le rayon R_m et la longueur du chenal Λ en fonction d'une aune égale à μ .

C./ Cas limite d'un méandre lorsque $R_m \rightarrow \lambda_c$.

D./ Estimations des largeurs des chenaux sur un bassin.

Les propriétés fractales des réseaux hydrographiques telles que représentées par des lignes bleues sur les cartes ou extraits de MNT ont été perçues depuis longtemps (Hjelmfelt, 1988; Tarboton et al., 1988; La Barbera et Rosso, 1989; Rosso et al., 1991; Liu, 1992; Moussa et Bocquillon, 1996; Veltri et Maiolo, 1996) à commencer par Mandelbrot lui-même

(1977,1982). Ces recherches démontrent que comme dans d'autres domaines de la physique, ces réseaux ne peuvent être considérés comme des fractales pures mais comme des objets « multifractals » dont les propriétés sont bornées par des « lois d'échelle » propres au phénomène étudié. Cela rejoint d'ailleurs le constat fait par Evans et McClean (1995) étudiant les formes glaciaires à partir de MNT que la surface terrestre n'est pas uni fractale. Etant admis que formes de terrain sont multi fractales, il est logique que les objets dérivés de celles-ci comme le sont les réseaux hydrographiques à partir de MNT le soient aussi. La multi fractalité de ces objets fondamentaux de l'hydrologie en est venue donc à faire consensus (Gaudio, 1984).

En d'autres termes, il est évident que les réseaux hydrographiques présentent certaines propriétés fractales lorsqu'ils sont perçus à des échelles spécifiques (échelles de carte, résolution de MNT) sans qu'il puisse en être ainsi à toutes les échelles. En effet, si un écoulement avait les mêmes propriétés fractales que les berges qui l'encadrent, sa longueur serait infinie ce qui impliquerait un temps de transfert lui aussi infini! La figure 108 représente le fait que la longueur calculée Λ_μ d'un chenal d'écoulement de largeur λ_c tend asymptotiquement vers une valeur finie Λ_0 lorsque $\mu \rightarrow 0$.

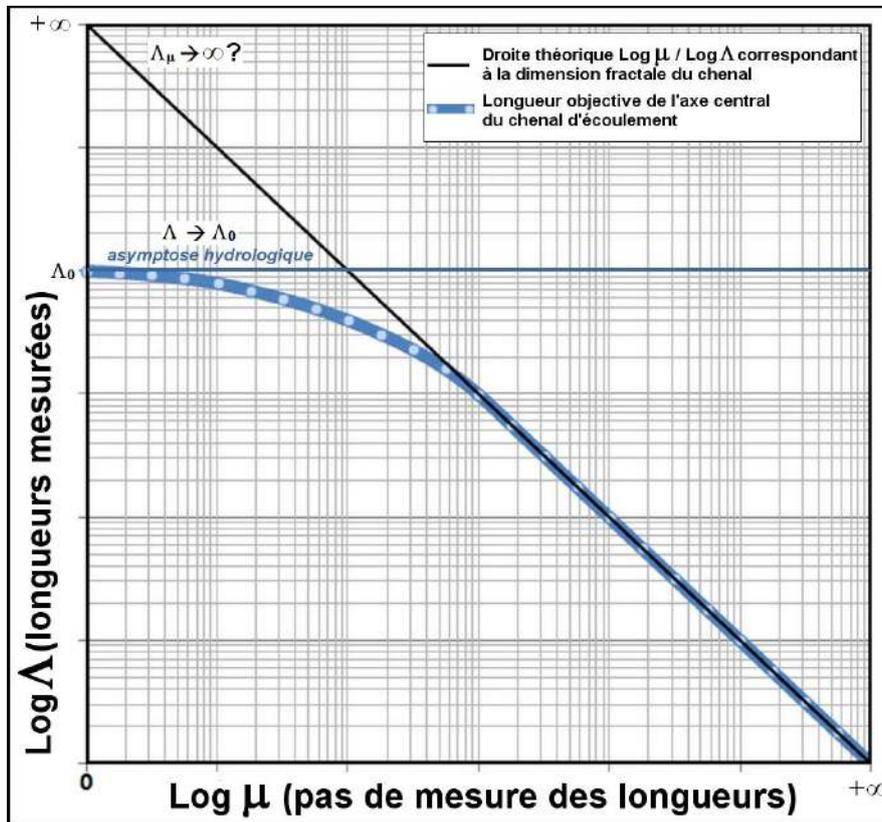


Figure 108 : longueur finie du chenal d'écoulement Λ_0 contrainte par la largeur λ_c du chenal versus longueur infinie Λ_μ d'un chenal fractal

L'objectif est de parvenir à estimer des longueurs Λ et des pentes d'écoulement i physiquement satisfaisantes, donc pas ou peu sensibles au pas de mesure qu'est la résolution μ du MNT. Ces deux caractéristiques ont une influence directe sur les temps de transfert et donc sur les hydrogrammes. Une approche purement géométrique implique que les longueurs et les pentes d'écoulement varieront en fonction de la résolution spatiale (soit le pas d'échantillonnage et donc le pas de mesure) du MNT : lorsque μ croît, Λ augmente et i

diminue. Le raccourcissement des longueurs d'écoulement implique une diminution des temps de transfert alors qu'à l'inverse la diminution des pentes i entraîne leur accroissement. L'hydrogramme géomorphologique (HG) procédant de l'intégration de tous ces temps de transfert est affecté par cette "dérive" liée à la résolution spatiale. Cette dérive se traduit par un étalement et un amortissement des HG démontrant que la diminution des pentes ne compense pas celui lié au raccourcissement des longueurs.

FTM est une méthode d'estimation des longueurs et des pentes d'écoulement permettant de s'affranchir de cette dérive. L'approche consiste à établir une représentation physiquement acceptable des propriétés du chenal traversant une maille quelle que soit sa résolution ce qui revient à poser la question : qu'y a-t-il à l'intérieur d'une maille (Figure 109A)? Il s'agit donc de modéliser la représentation « intra-maille » du chenal en tenant compte de sa largeur afin d'obtenir des longueurs de drainage pour l'axe d'écoulement compatibles avec les contraintes géométriques des courbures possibles des méandres (figures 109B1 à B6). Cette approche intra-maille procède de la même philosophie que celle dite de la « décomposition du pixel » appliquée en télédétection, « le domaine sub pixellaire pouvant apporter des informations sur des objets du paysage dont la taille est inférieure à la résolution » (Puech, 2000, p. 11).

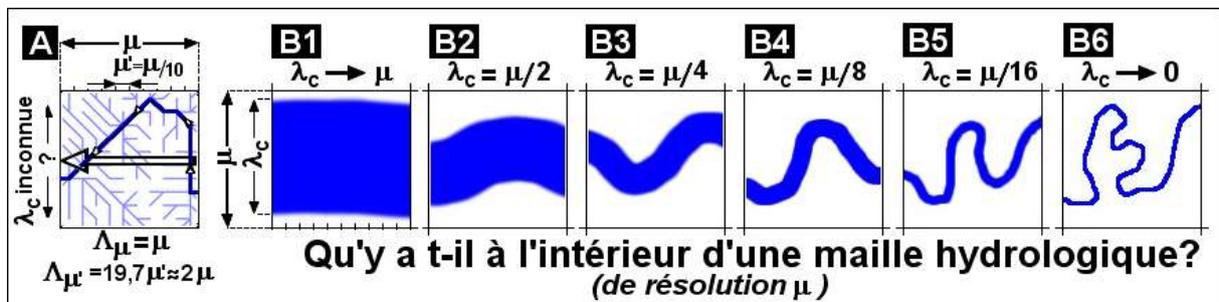


Figure 109 : Qu'y a-t-il à l'intérieur d'une maille ?

A./ Comparaison des longueurs de drainage Λ entre deux résolutions μ et $\mu' = \mu/10$

B1 à B6./ Rayon de courbure possible d'un chenal et de son axe d'écoulement en fonction de la largeur du chenal λ_c par rapport à la résolution μ du MNT.

Sur le schéma de la figure 109A, la largeur du chenal λ_c n'est pas estimée ce qui implique que les longueurs de drainage de l'axe d'écoulement Λ_μ et $\Lambda_{\mu'}$ se conformeront à la description qu'en donne le modèle de drainage en fonction de leur résolution respective. En ce cas, les longueurs (Λ) et les pentes ($i = DZ/\Lambda$) d'écoulement ne sont pas stables et dépendent de la résolution μ . Dans les exemples des figures B1 à B6, la largeur est connue ce qui empiriquement permet de tracer des chenaux réalistes. En fait, le rapport (λ_c/μ) est un indicateur du rayon de courbure maximale $R_{m_{max}}$ possible d'un chenal et de son axe central d'écoulement au sein d'une maille :

- Si $\lambda_c \rightarrow \mu$ alors $R_{m_{max}} \rightarrow \infty$ (pas de courbure, $\Lambda = \mu$, voir figure 109B1)
- Si $\lambda_c \rightarrow 0$ alors $R_{m_{max}} \rightarrow 0$ (toutes les courbures sont possibles, $\Lambda \gg \mu$, voir figure 109B6)
- $\lambda_c > \mu$: en ce cas λ_c est ramené à la valeur μ . Il indique que la résolution du MNT exploité avec la méthode de drainage D8 est trop petite par rapport à la taille des chenaux du bassin étudié, l'alternative étant de choisir une résolution plus faible du même ordre de grandeur que la largeur des chenaux les plus larges.

L'hypothèse fractale et son paramètre $D_f \in [1..2[$ permet de moduler de façon réaliste la forme intra-maille des axes d'écoulement indépendamment du rapport (λ_c/μ) :

- Si $D_f = 1$ alors le rapport (λ_c/μ) n'est plus pris en compte ce qui revient au cas de la figure 109A,
- Si $D_f > 1$ et $(\lambda_c/\mu) < 1$ alors la longueur intra-maille $\Lambda > \mu$,
- Si $D_f \rightarrow 2$ alors $\Lambda \rightarrow \infty$. Ce cas n'est pas conforme aux propriétés observées des chenaux dont la dimension fractale est rarement supérieure à 1,2.

Ces prolégomènes ont pour but de cadrer les développements qui vont suivre basés sur un ensemble d'hypothèses hydrologiques générales. La méthode FTM essaye de rendre compte des caractéristiques intra-mailles des chenaux lors des crues majeures. On admet que les caractéristiques de longueur Λ , de pente i et de section λ_c des chenaux sont liées à des crues de période de retour n et de débit Q_n . Les surfaces drainées S_d calculables à partir d'un MNT étant peu sensibles à sa résolution μ , on va tenter d'établir les paramètres C et α d'une relation de type :

$$(1) Q_n = c_n Q_{cma} = c_n C S^\alpha$$

Q_n = débit de la crue de période retour n (m^3/s),
 Q_{cma} = débit de la crue moyenne annuelle (m^3/s),
 S = surface du bassin (km^2), avec $S = S_{d_{max}}$ du bassin
 c_n = paramètre d'estimation de la crue de période retour n en fonction de la crue moyenne annuelle (m^3/s),
 C et α : paramètres permettant d'estimer la crue moyenne annuelle en fonction de la surface du bassin.

A l'échelle mondiale, une étude mettant en relation les débits de crue maximaux observés Q_{max} et la superficie des bassins réalisée par Francou & Rodier utilise la relation:

$$(2.1) Q_{max} = (Q_0/S_0^{1-K/10}) S^{1-K/10}$$

Q_{max} : débit maximum (m^3/s),
 S : surface du bassin (km^2),
 Q_0 : somme des modules de tous les fleuves à leur retour à l'océan soit $1.229.10^6 m^3/s$,
 S_0 : surface des terres émergées (calottes polaires et déserts exclus) soit $100.10^6 km^2$,
 K (ou k) : coefficient d'hydraulicité des bassins (K (ou k) $\in [0..6]$).

En remplaçant Q_0 et S_0 par leur valeur dans (2.1) et en posant que Q_{max} correspond à une crue centennale, on obtient :

$$(2.2) Q_{100} = 1,229.10^{0,8K-2} S^{1-K/10}$$

La relation (2.2) suggère que les paramètres c_n , C et α de la relation (1) seraient liés au paramètre d'hydraulicité K de Francou & Rodier : $c_{100}.C = 1,229.10^{0,8K-2}$ et $\alpha = 1-K/10$.

A l'échelle régionale et locale dans la zone intertropicale, les paramètres de la relation (1) ont été ajustés sur des débits observés sur des bassins représentatifs. En Afrique de l'Ouest, on note que les paramètres q_{20} et q_{100} sont assez stables. Leurs moyennes respectives étant de 1.7 et 2.1. En revanche, les paramètres C et α sont affectés d'une forte variabilité en partie liée aux biais introduits par les échantillonnages de bassins utilisés. En utilisant la relation (2.2) qui implique que C et α sont liés au même paramètre k , il est possible d'écarter

les cas les plus sujets à caution. On estimera que pour l'Afrique de l'Ouest les paramètres C et α sont de l'ordre respectivement de 0.5 et 0.75, soit la relation :

$$(3) Q_n \approx S^{0,75} \text{ pour } n \in [20 \ 100]$$

Dans le cadre des travaux de Francou & Rodier, cela revient à admettre que l'ordre de grandeur des crues maximales observées en Afrique de l'Ouest correspond à un k de 2.5 dans une très large gamme de tailles de bassin. On posera par hypothèse que les crues les plus déterminantes au regard des caractéristiques de la section du chenal sont celles dont la période de retour est comprise entre 20 et 100 ans. Partant de la formule de Strickler dans laquelle on confond profondeur moyenne et rayon hydraulique et pour un débit de période retour de 20 à 100 ans (Q_{20} à Q_{100}), on peut établir une relation de proportionnalité de la largeur de la rivière avec la surface drainée Sd et la pente du chenal i en tout point du MNT:

$$(4) \lambda_c = Sd^{0,45} \cdot i^{-0,25}$$

λ_c = largeur du chenal (mètres) Sd = surface drainée (km²) i = pente du chenal

Etant admis que l'on peut déterminer une grandeur λ_c tenue pour la largeur du chenal, et partant du constat que le rayon de courbure du tracé d'un chenal est sensiblement plus grand que sa largeur, on propose par convention que la longueur intra-maille de l'axe d'écoulement du chenal Λ soit celle obtenue avec un pas de mesure égal à la largeur du chenal.

Sur une section entre deux points A et B distants d'une longueur μ égale à la résolution spatiale du MNT, le tracé de l'axe d'écoulement du chenal présente une dimension fractale $D_f > 1$. Il vient par définition :

$$(5) \Lambda/\mu = (\lambda_c/\mu)^{1-D_f} \text{ si } \lambda_c < \mu \text{ sinon } \Lambda = \mu$$

En appelant ΔH la dénivelée entre A et B et n le nombre de mailles de superficie μ^2 drainées par le bassin, on a :

$$i = \Delta H/\Lambda \quad Sd = 10^{-6} \cdot n \cdot \mu^2 \quad \Lambda/\mu = ((10^{-6} \cdot n \cdot \mu^2)^{0,45} \cdot (\Delta H/\Lambda)^{-0,25} \cdot \mu^{-1})^{1-D_f}$$

D'où la longueur estimée de l'axe du chenal entre A et B :

$$(6.1) \Lambda = (M^{4D_f} \cdot \mu^{4D_f} \cdot (10^{10,8} \cdot \mu^{0,4} \cdot \Delta H \cdot n^{-1,8})^{D_f-1})^{1/(D_f+3)}$$

μ et ΔH en mètres $M = \sqrt{2}$ pour diagonale de la maille sinon $M = 1$

Afin d'établir une fonction de transfert géomorphologique sur la base des résultats précédents, une estimation de la vitesse de transfert est nécessaire ce qui suppose une estimation de la profondeur H du chenal. Sur la base des relations (3) et (4), Q et λ_c ne dépendent que de la surface drainée Sd et de la pente i du chenal. L'estimation de la profondeur H du chenal et de la vitesse V fait intervenir la rugosité du lit représentée par le coefficient de Strickler k :

$$(7.1) V = Sd^{0,12} \cdot i^{0,4} \cdot k^{0,6} \text{ (m/s)} \quad (7.2) H = Sd^{0,18} \cdot i^{-0,15} \cdot k^{-0,6} \text{ (mètres)}$$

Dans la nature, il existe une relation géomorphologique entre la surface des bassins, leurs pentes et les caractéristiques sédimentaires du lit des chenaux qui suggère que k pourrait être essentiellement lié à Sd et i par une relation du type :

$$(8.1) k = a \cdot S_d^m \cdot i^{-n} \quad \text{soit empiriquement} \quad (8.2) k = 10 \cdot S_d^{0,04} \cdot i^{-0,03}$$

On obtient des estimations de la vitesse V et de la profondeur H ne dépendant plus que de la surface drainée S_d et de la pente i du chenal :

$$(9.1) V = 4 \cdot S_d^{0,144} \cdot i^{0,382} \quad (\text{m/s}) \quad (9.2) H = 0,25 \cdot S_d^{0,156} \cdot i^{-0,132} \quad (\text{mètres})$$

Connaissant la largeur λ_c , la longueur Λ , la profondeur H du chenal et la vitesse V d'écoulement dans le chenal en chaque maille des bassins, des hydrogrammes géomorphologiques impulsionnels peuvent être établis en fonction de différentes valeurs de la dimension fractale des axes d'écoulement des chenaux.

La méthode FTM sera illustrée par une application sur le bassin de la Donga situé en zone de socle en zone soudanienne au Bénin (figure 110A). Ce bassin de 587 km² fait partie de l'Observatoire Hydrologique de la Haute Vallée de l'Ouémé (OHHVO) du projet Approche Multidisciplinaire de la Mousson Africaine (AMMA). Le relief est de type pénéplaine avec des commandements de versant de 20 mètres pour une longueur de 500 mètres avec des pentes comprises entre 2 et 4%. La Donga est équipée d'un ensemble d'instrument de mesure permettant une étude précise du bilan hydrologique dont 16 stations pluviographiques, soit une densité de 1 station pour 40 km² (Varado et al., 2006) et une station hydrométrique à la station de Donga/pont (Figure 110B). Les événements pluvieux majeurs de la zone sont constitués par des Systèmes Convectifs Mobiles (SCM, alias « lignes de grain ») de l'ordre de 20 à 150 mm, d'une durée de 1 à 2 heures et se déplaçant à 30 km/h vers l'ouest (Depraetere et al. 2009). Il comporte plusieurs réservoirs dont le réservoir sol, celui des altérites et le socle. Le MNT SRTM à 3'' d'arc est utilisé pour établir une fonction de transfert calibrée sur des hydrogrammes de crues observées pendant les saisons des pluies 2001 et 2002. La longueur du drain le plus long mesuré à partir de ce MNT est de 53 km (Figure 110B).

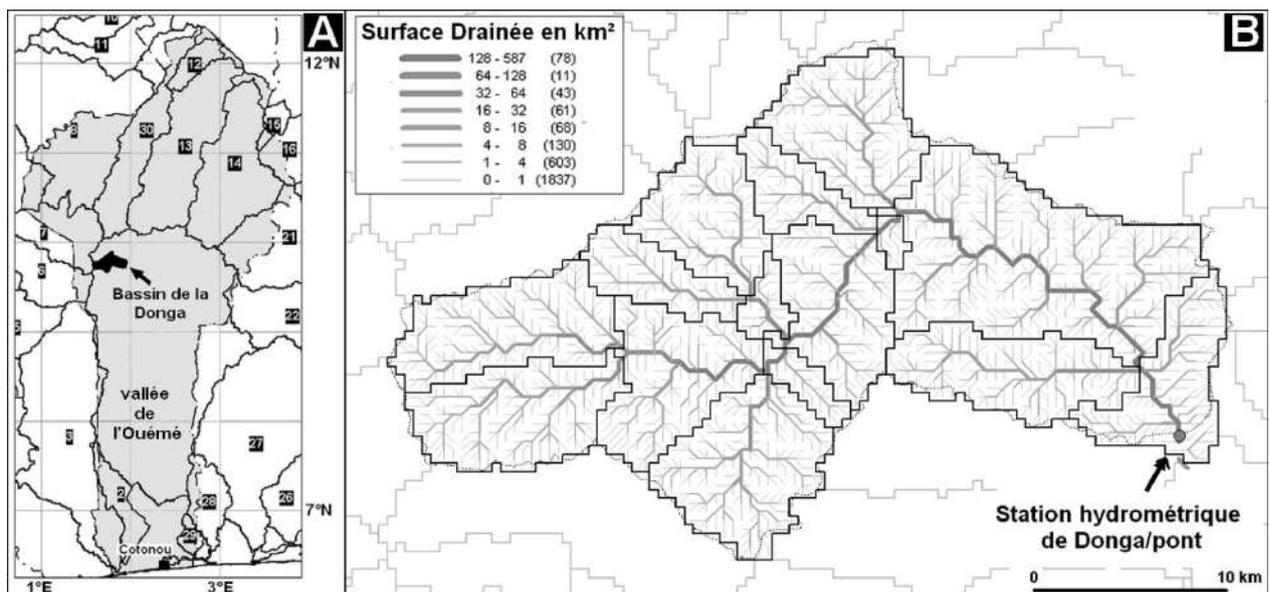


Figure 110: Le bassin de la Donga au Bénin

A./ Localisation du bassin B./ Modèle de drainage D8 dérivé du MNT SRTM 3'' d'arc

Avant d'appliquer FTM, il est nécessaire d'établir l'hydrogramme ruisselé à partir d'un large échantillonnage de crues observées dont des exemples pour l'année 2002 sont donnés dans la figure 111A.

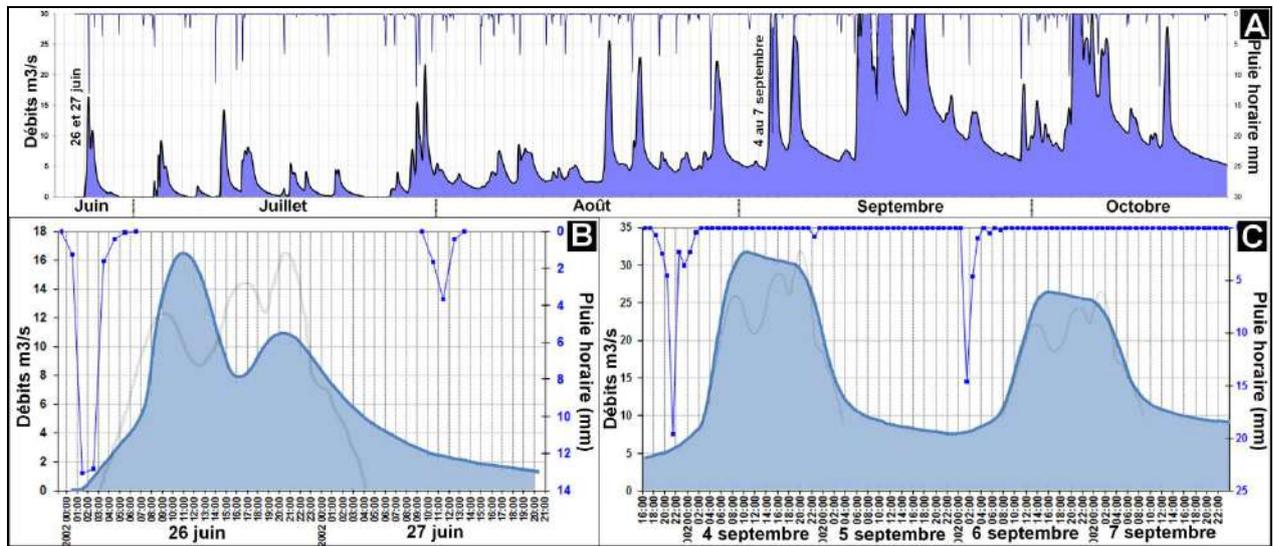


Figure 111: exemples de crues sur la saison des pluies 2002 à la station de Donga/pont.
(source projet AMMA)

En première analyse, toutes les crues majeures sur la période 2001-2002 seront considérées afin d'établir des ordres de grandeur pour les temps de réponse (T_r) et temps de base (T_b); T_r de l'ordre de 11 heures et T_b de 40 heures (Figures 112B et C et figure 112). La phase de décrue se caractérise par une lente décroissance des débits jusqu'à 25 heures après la pluie, puis par l'esquisse d'une phase de tarissement liée à la vidange des réservoirs sol et altérites. Ce large échantillonnage inclut des crues liées à des événements pluvieux complexes notamment en pleine saison des pluies entre mi-juillet et mi-septembre. En revanche, les événements de début et de fin de saison ont un caractère plus impulsif permettant de mieux saisir la forme de l'hydrogramme géomorphologique et identifier la phase de tarissement. Sur la figure 113, les événements 1 et 2 ne comportent qu'un pic de crue suivi d'une longue phase de tarissement. Les événements 3 et 4 de la figure 111B se signalent par un pic de crue secondaire 20 heures après le début de la crue. On notera que quelques crues dont celles du 4 au 7 septembre 2002 de la figure 111C se singularisent par un plateau de fort débit entre 10 et 22 heures après l'averse.

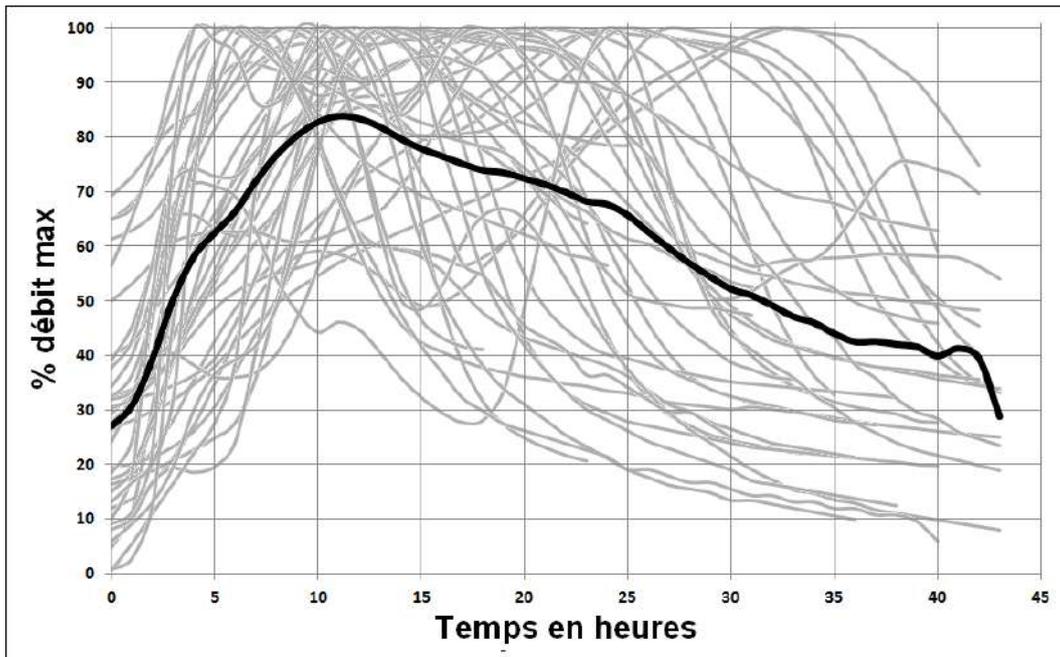


Figure 112: crues observées à la station de Donga/Pont pour les saisons des pluies 2001-2002. Crues observées en grisés, crue moyenne en fonction de celles-ci en noir.

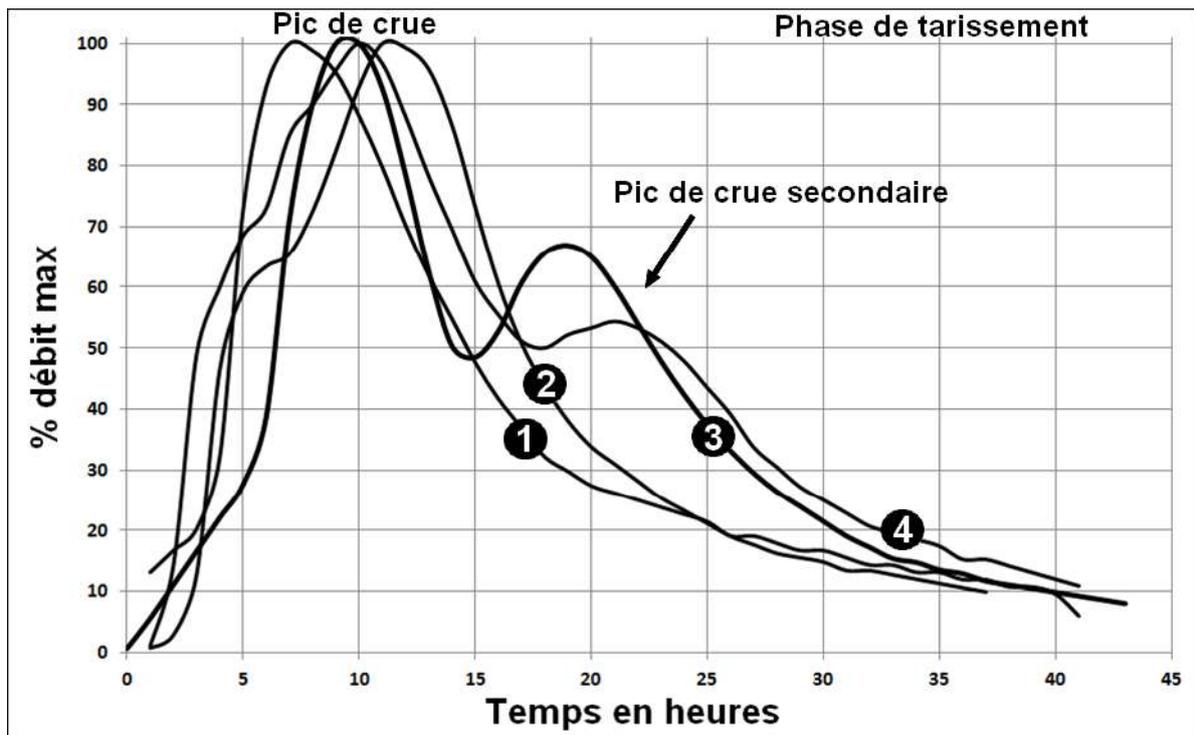


Figure 113 : formes de quelques crues associées à des évènements pluvieux impulsionnels (évènements pluvieux monomodales de quelques heures). Les hydrogrammes 3 (26 juin 2002) et 4 présentent deux pics de crue.

La figure 114 représente la carte des temps de transfert et des isochrones sur le bassin de la Donga par la méthode FTM. Le paramètre de dimension fractale D_f choisi a une valeur de 1,1. Ce choix s'explique en premier lieu parce qu'il correspond à la valeur optimum de calage sur des hydrogrammes observés établis sur des bassins de la même zone lors d'une étude antérieure (Onibon et Depraetere, 1999). Nous verrons que cette hypothèse fractale s'avère

également satisfaisante dans le cas du bassin du Térou. Le temps de transfert maximal est de 24h30. L'histogramme des fréquences de temps de transfert présente plusieurs pics de fréquence vers 7 heures et un second vers 18 heures. Bien que moins marqué, un troisième mode s'observe vers 13 heures. Le caractère multimodal reflète les caractéristiques propres de l'empreinte hydrologique du bassin. Il explique les deux pics de crue associé à un seul évènement des crues 3 et 4 de la figure 113. En supposant d'une part l'occurrence d'une pluie impulsionnelle uniformément répartie sur le bassin, d'autre part en négligeant les phénomènes de diffusion et d'étalement des crues, la forme de l'hydrogramme serait celui de l'histogramme des fréquences de temps de transferts assimilables à un Hydrogramme géomorphologique impulsionnel (HGI). Avec un temps de transfert maximal de 24h30 sur le drain le plus long de 53 km, la vitesse moyenne d'écoulement serait de l'ordre de 2,1 km/h, soit environ 3km/h pour l'onde de crue, ce qui est cohérent avec un profil en long de pente inférieure à 0,1%.

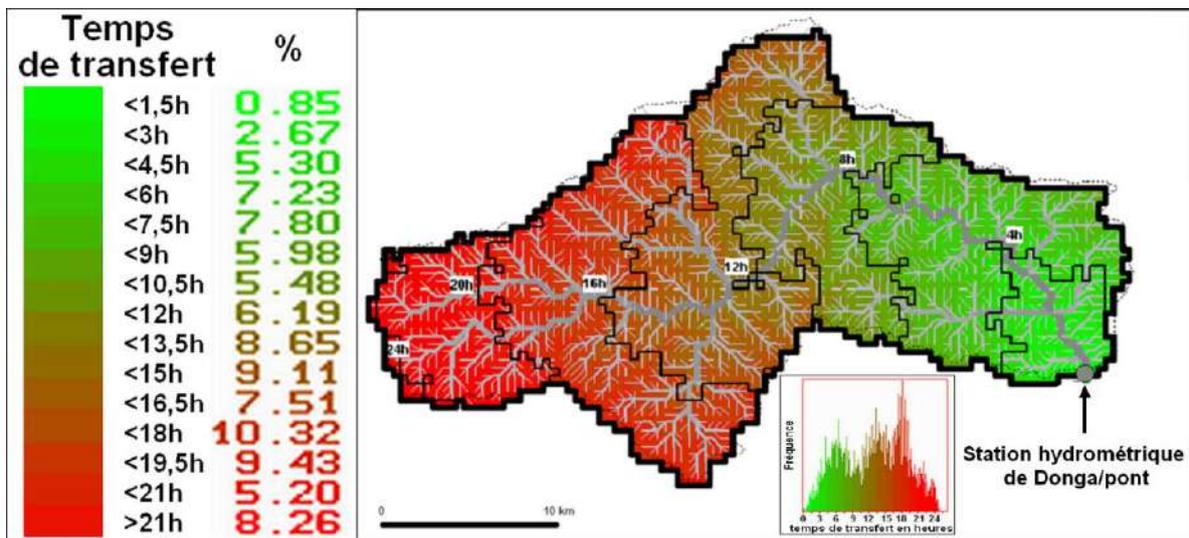


Figure 114: fonction de transfert et isochrones sur le bassin de la Donga avec la méthode FTM pour une valeur de dimension fractale Df=1,1.

La figure 115 permet de comparer l'histogramme des fréquences des temps de transfert FTM avec l'hydrogramme moyen établis sur 20 crues pouvant être considérées comme impulsionnelles sur les saisons des pluies 2001 et 2002. On notera que l'échelle log des débits fait apparaître clairement une phase de tarissement exponentiel caractéristique de la vidange du réservoir sol telle que :

$$Q_{\%Q_{\max}} = 714 e^{-0,1 \cdot T} \quad (Q_{\%Q_{\max}} \text{ débits en \% du pic de crue et } T \text{ temps en heures)}$$

Conformément aux propriétés attendues de FTM, l'HGI obtenu à une résolution de 15'' d'arc (~500 mètres) est identique à celui obtenu avec la pleine résolution 3'' d'arc (~100 mètres).

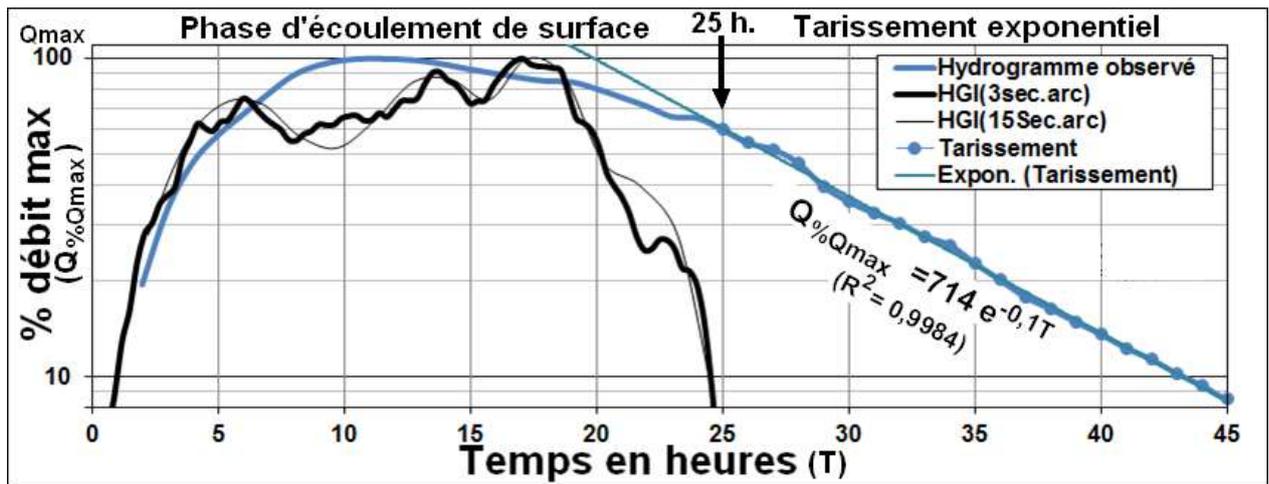


Figure 115 : hydrogramme moyen de la Donga d'après 24 crues observées en 2001 et 2002. La phase de tarissement exponentiel du réservoir sol apparaît au-delà de 25 heures. La phase d'écoulement de surface peut être comparée avec les HGI dérivés de la méthode FTM avec $Df=1,1$ établi à partir du MNT SRTM 3'' d'arc et son dérivé à 15'' d'arc.

Partant de cette observation, il est possible d'établir un hydrogramme de ruissellement (HR) correspondant aux seuls écoulements superficiels (figure 116).

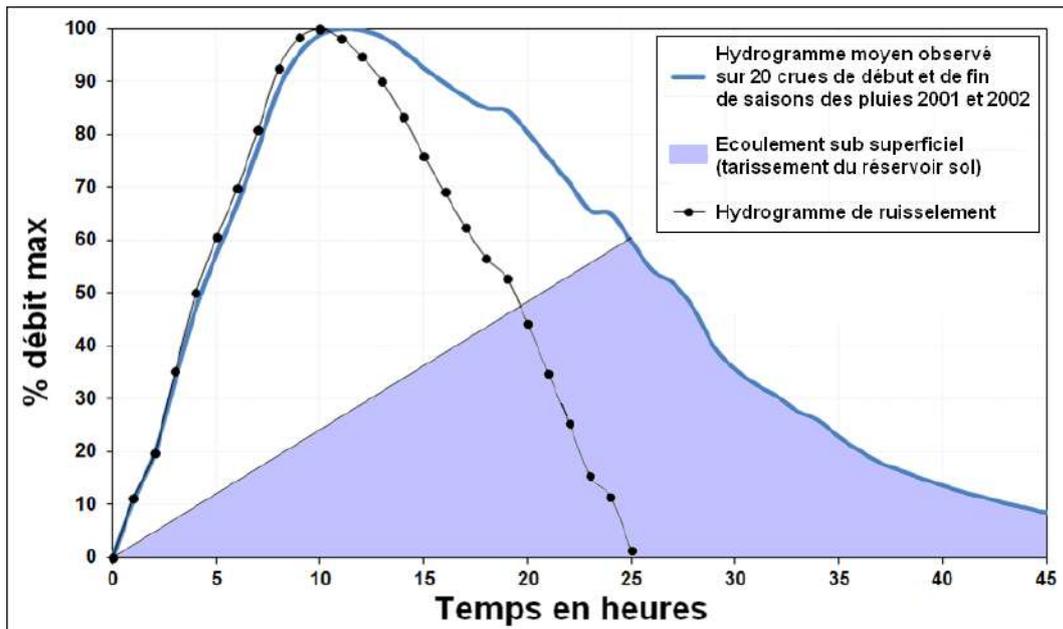


Figure 116 : Détermination de l'hydrogramme de ruissellement superficiel obtenu en décomposant l'hydrogramme entre la fraction ruisselée et les écoulements sub superficiels.

Quelques remarques s'imposent en comparant le HR avec l'HGI. Les débits en début et en fin de phase de ruissellement sont comparables. En revanche, constat doit être fait que les trois modes de l'HGI ne sont guère perceptibles sur l'HR si ce n'est un léger rebond vers 18 heures en correspondance avec le pic principal de l'HGI. Comme déjà mentionné, ce détail est par ailleurs cohérent avec les cas des crues 3 et 4 de la figure 113. La différence fondamentale apparaît au regard du pic de ruissellement à 10 heures de l'HR qui s'avère en opposition de phase avec l'HGI. Deux explications peuvent être invoquées. La première tient au fait que les crues sélectionnées pour établir l'HR ne peuvent correspondre exactement aux

hypothèses sous-jacentes à l'HGI, notamment le fait que les pluies et l'état initial des sols ne peuvent être homogènes à l'échelle d'un bassin de la taille de la Donga. Le deuxième argument est d'ordre plus général puisqu'il faut rappeler qu'une crue est une onde diffusante (la vitesse de la crue est supérieure à celle de l'écoulement) associée à des phénomènes d'étalement au fur et à mesure de son parcours, autant de processus que la méthode FTM ne prend pas en compte. Toute chose égale par ailleurs, l'étalement est lié à la distance parcourue. Il est donc probable que l'étalement des pics observés vers 13 heures (pic 2a ~32 km) et 18 heures (Pic 2b ~ 42 km) doit se révéler bien plus amorti que celui vers 6 heures (Pic 1 ~14 km) sur l'HGI. Les étalements combinés et différenciés des trois pics de temps de transferts assimilés à des ondes crues et moyennés sur plusieurs cas observés expliquent pour une bonne part que le pic de crue de HR s'observe vers 10 heures, soit approximativement entre le pic 1 et les pics 2a et b de l'HGI. Il n'en demeure pas moins que l'empreinte hydrologique que fournit le HGI constitue une hypothèse géomorphologique cohérente pour expliquer la forme des crues bimodale ou avec plateau des figures 111B et C.

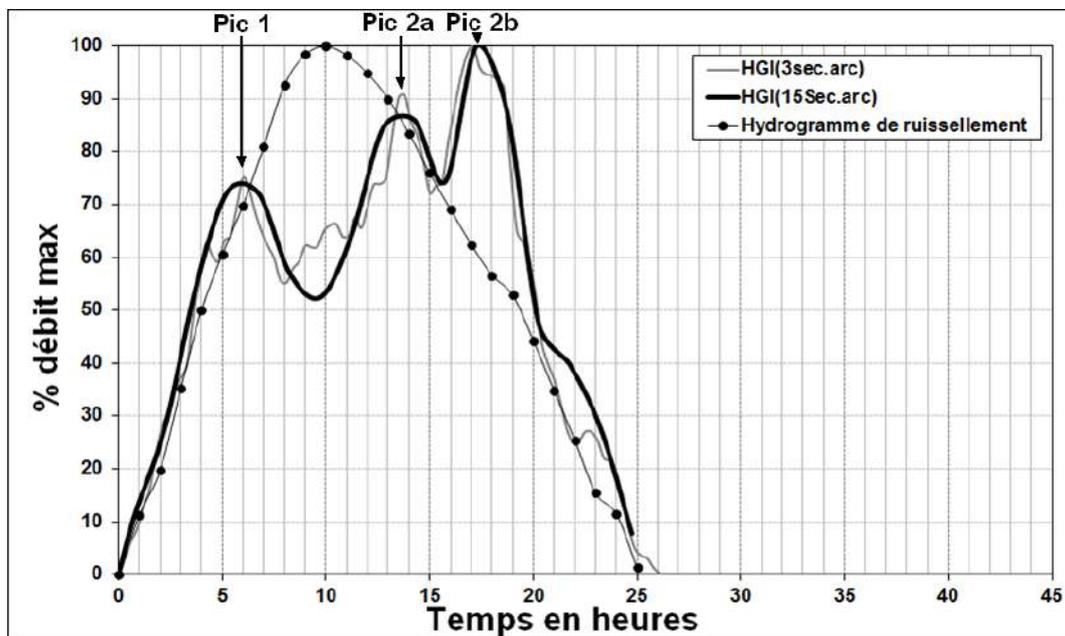


Figure 117 : comparaison entre l'hydrogramme de ruissellement (HR) et l'hydrogramme de géomorphologie impluvionnel (HGI) sur le bassin de la Donga à la station de Donga/Pont

Sur cet exemple, on retiendra que la méthode FTM est géométriquement satisfaisante et s'avère peu sensible à la résolution du MNT. En revanche compte tenu des hypothèses simplificatrices sur les processus de transfert, elle ne peut prétendre être physique et suppose un calage de l'hypothèse fractale (en l'occurrence $D_f=1,1$) sur des données observées. Cette méthode conceptuelle apparaît cependant comme une approche opérationnellement satisfaisante pour estimer la forme générale des crues sur des bassins non jaugés en zone de plaine de type ouest-africain (Adeaga et al. 2006).

Qualification hydrologique des MNT:

En conclusion à ce chapitre méthodologique, il faut tenter une synthèse de ce qu'est un MNT « hydrologiquement qualifié » pour des applications hydrogéomorphométriques. L'apport méthodologique spécifique de cette étude a porté sur les points suivants:

- a./ Approche kampéométrique des mesures des trois courbures de terrain (convexités horizontale, verticale et transversale) en facilitant une interprétation géométrique.
- b./ Méthode SEAD de sous échantillonnage de MNT permettant de minimiser la perte d'amplitude altitudinale et donc de préserver au mieux les systèmes de pente.
- c./ Méthode ILCDD de correction ad hoc du modèle de drainage minimisant la modification du champs d'altitude (méthode « du lac ») et forçage des altitudes par le bas (« vidange ») pour obtenir un MNT hydrologiquement exempt de dépressions parasites.
- d./ Méthode SMART ayant pour objet de seuiller objectivement le réseau de talweg en fonction de critères hydrogéomorphométriques.
- e./ Méthode DRAMP variante de la méthode Beven permettant de paramétrer le drainage multidirectionnel des écoulements sub superficiels sur versants.
- f./ Méthodes TOPASE et FTM capables de valider sur des critères hydrologiques les systèmes de pentes des écoulements superficiels (« chemins de l'eau ») sur des bassins.

La méthode de partition en massif MAPAM (Massif Partitioning Method) ne relève pas directement d'applications hydrologiques bien qu'elle ne soit qu'une variante de la méthode d'extraction des bassins versants. Toutefois, elle présente un intérêt indirect pour déterminer les zones lithologiquement homogènes. Les massifs contrairement aux bassins tendent à être associés à des compartiments morpho-structuraux spécifiques. Ceci est évident sur le cas de la Martinique avec identification des massifs associés aux principaux domaines géologiques de l'île (voir figure 86A). En ce sens, la classification en massifs contribue peut être plus qu'une carte géologique, en général peu adaptée à la paramétrisation hydrologique, à une définition objective des unités hydrologiques homogènes. Ceci s'applique autant au transfert (rugosité, dimension fractale des chemins de l'eau...) que de la production (infiltration, perméabilité, porosité ...).

2.8 Autres méthodes d'analyse des objets hydrogéomorphométriques:

Classement par rang de taille et rapport par rang :

Cette méthode d'analyse élémentaire est reprise de travaux antérieurs sur les îles (Depraetere 1991), les lacs (Ferry, Depraetere & Robison, 1995), les massifs (Depraetere et Riazanoff, 2004). Cette méthode procède des propriétés fractales de nombreux objets géographiques (Depraetere et Dahl 2007, Depraetere, part 2, 2008) permettant d'estimer leur fréquence théorique ou « densité de probabilité » dans une classe de valeurs. Elle permet de comparer le comptage établi sur les observations et une valeur estimée calculée à partir d'une fonction du type suivant :

$$f(r) = A(N+1-r)^b/r^a$$

avec r le rang, N la valeur maximale $f(1)=N$; A constante de normalisation ; (a, b) paramètres d'ajustements.

Cette fonction est une version discrétisée d'une distribution β généralisée par ailleurs largement utilisée dans diverses branches scientifiques (Martínez-Mekler et al., 2009) depuis

la linguistique avec la loi de Zipf (1935) jusqu'à la bibliométrie avec la loi de Lotka (1926) sur le nombre de publication annuelle des chercheurs indicateur de « leur productivité » (*sic*). Les propriétés de ces fonctions doivent aussi être mises en relation avec la loi de Pareto (1971) aussi communément appelée loi des 20-80 car elle pose que 80% des effets viennent de 20% des causes sans que ce chiffre de 80 soit applicable dans tous les domaines.

Du fait de la simplicité, de la robustesse et de l'universalité de la méthode pour les applications géographiques notamment, il convient de proposer une terminologie *ad hoc* arrêtant de façon précise la signification des traitements et des résultats. Concernant la distribution des tailles des massifs et des bassins versants, ils constituent en quelque sorte « l'empreinte » statistique du partitionnement qui est propre à chaque domaine. Le terme « d'ichnos » (*ἰχνος*, empreinte en grec) pourrait s'appliquer spécifiquement à cette caractéristique de distribution par taille d'un objet géographique. Dans notre cas, les massifs correspondent à l'ichnos « externe » ou exo-ichnos indiquant les caractéristiques de fragmentation du paysage en fonction des points hautes. Pour les bassins versants, il s'agit de l'empreinte « interne » ou endo-ichnos reflétant le gradient d'échelles des unités hydrologiques en fonction des points bas. La combinaison de ces deux ichnos réalise une synthèse des propriétés topographiques liées aux contraintes hydromorphogéniques, structurales et tectoniques.

Comme évoqué précédemment, chaque île compose une « empreinte » hydrologique (figure 86A) et morpho-structural (figure 86A') qui lui est unique. Elle se traduit par une hiérarchie de bassins versants (figure 118A) et de massifs (figure 118B) dont les propriétés lui sont propres ; 15 bassins de plus de 15 km² et 6 massifs élémentaires de plus de 10 km² pour la Martinique.

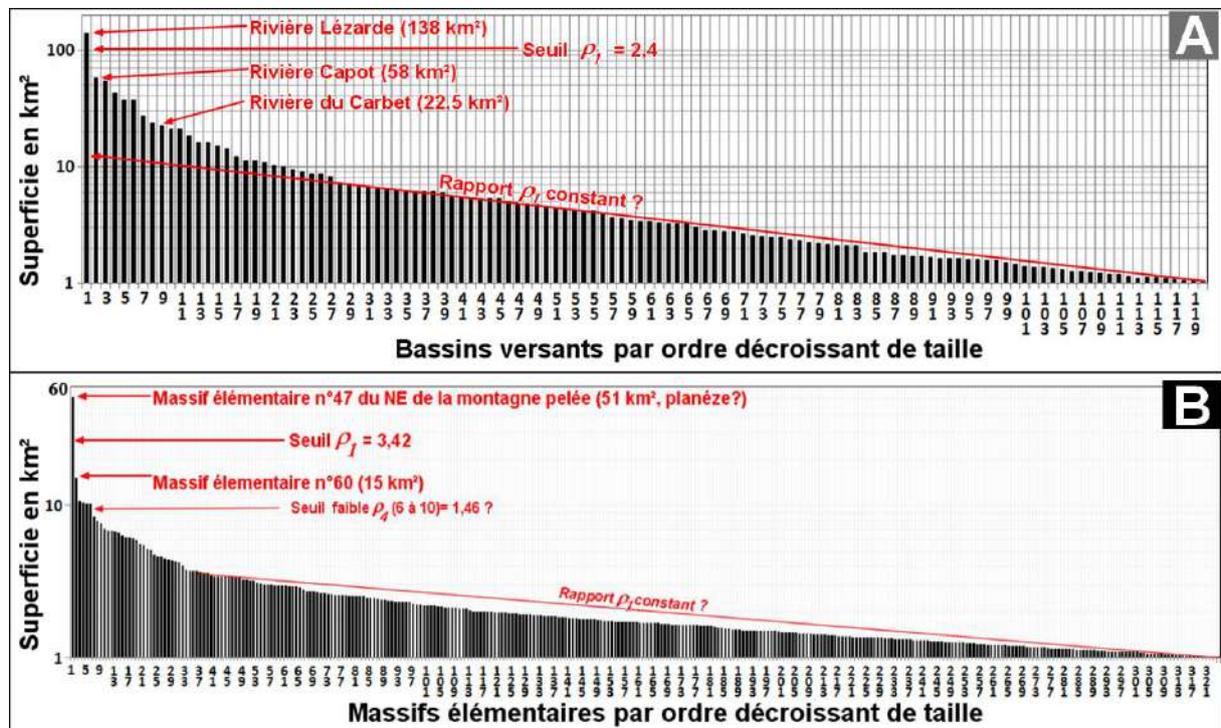


Figure 118 : Classement par rang d'objets dérivés du MNT Litto3D_SEAD-25m

A./ Bassins versants de la Martinique par ordre décroissant de superficie

B./ Massifs élémentaires (ordre 0) de la Martinique par ordre décroissant de superficie

Cette distribution par rang des tailles des bassins versants et des massifs aboutit à une définition objective des particularités des entités géographiques comme cela avait été proposé pour l'analyse des archipels (Depraetere, 1991). Les cas extrêmes notamment le bassin et le massif le plus grand permettent de déterminer le caractère plus ou moins régulier de la distribution des tailles : chaque élément i classé par rang est affecté d'un indice de rapport de taille relatif T avec son suivant ($i-1$) selon le principe :

$$T_i = S_i / S_{i-1}$$

avec $T_i >= 1$ et S caractéristique mesurée (en l'occurrence la superficie)

Fréquemment, les distributions sont progressives pour les petites superficies alors que les grands éléments font apparaître des « monstres » faisant contraste avec l'ensemble du spectre. Cette phénoménologie statistique est parfois qualifiée par un terme complexe « *hapax legomène* » signifiant « quelque chose qui n'est dit qu'une fois en référence à l'occurrence unique d'un mot dans un texte » (Liddell et al., 2001). Plus simplement pour qualifier des cas extrêmes hors normes dans le domaine des phénomènes naturels, le terme de « téréatiques » (du grec *teratos*, monstre) sera utilisé pour indiquer des anomalies liées au dispositif morpho structural. Pour la Martinique, le plus grand bassin est dans un rapport T_1 de 2,4 avec le second ($T_1 = S_1 / S_2 = 138 \text{ km}^2 / 58 \text{ km}^2 = 2,4$). On notera que ces deux bassins se déversent dans la seule grande baie de l'île, les baies favorisant la concentration des écoulements au sein de grand bassin. Toute chose égale par ailleurs une île ne présentant pas d'indentation majeure de la côte devrait donc avec une distribution plus régulière des tailles de bassins en particulier pour les plus étendus. De même pour les massifs élémentaires, le plus grand élément est dans un rapport de 3,42 avec le second : $T_1 = S_1 / S_2 = 51,2 \text{ km}^2 / 15 \text{ km}^2 = 3,42$. Ce massif « téréatique » ainsi que les suivants sont localisés sur le flanc est de la Montagne Pelée ce qui dénote la spécificité de ce versant peu disséqué du fait de l'âge récent des coulées de lave. Cette méthode peut être appliquée aux massifs d'ordres supérieurs ; $T_1 = 1,23$ (massif de la Montagne Pelée) à l'ordre 2 (figure 119A) ; $T_1 = 2,67$ (massif du Vauclin) à l'ordre 4 (figure 119B). Cette approche descriptive permet donc de normaliser l'analyse de la distribution des tailles des unités géographiques objectives que sont les bassins et les massifs en dégageant les particularismes liés aux cas téréatiques. Dans le cas considéré, la Martinique présente des contrastes de taille de massif plus erratiques que les bassins versants.

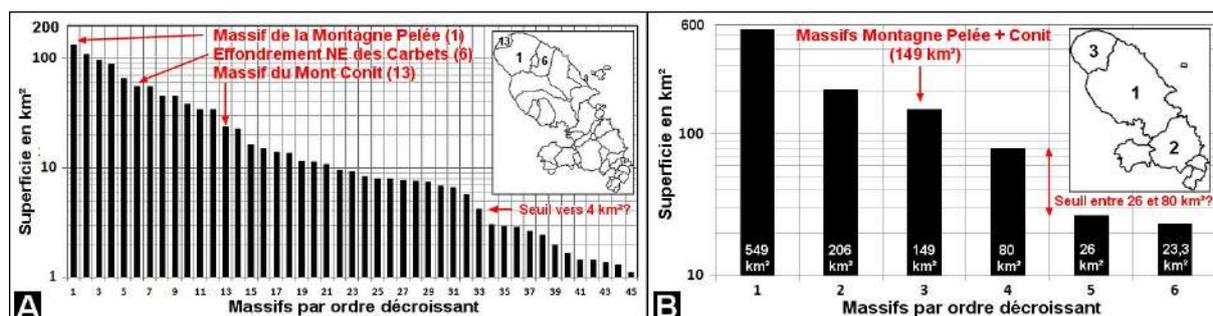


Figure 119 : Massifs d'ordre 2 (A) et 4 (B) de la Martinique par ordre décroissant de taille (Depraetere et Lalubie, janvier 2012, à partir du MNT LITTO3D_SEAD_25m)

Distribution statistique des tailles d'objets et méthode comptage de boîte :

La méthode comptage de boîte ("box-counting") définit la répartition d'une population de tailles d'objets selon une courbe des fréquences cumulées telle que $f(S)$ fréquence des objets dont la taille est supérieure à S . Cette méthode appliquée à des bassins versants ou des massifs permet de quantifier les propriétés de distribution de taille des unités

hydrogéomorphométriques structurant le paysage en fonction des points bas et des points hauts. Comme sur l'exemple des massifs et des bassins versants de la Martinique de la figure 120, les courbes $\text{Ln}(F)/\text{Ln}(S)$ tendent à se structurer en segments de droite telles que $F = a S^{-b}$ (ou $\text{Ln}(F) = -b \text{Ln}(S) + a$). Le paramètre b de la fonction de régression est assimilable à un indice fractal dans une gamme de valeurs données. Pour les massifs de la Martinique, ce paramètre est de 0,52 en-deçà de 4 km², et de 1,06 au-delà de cette superficie. Il est intermédiaire entre ces deux valeurs pour les bassins versants.

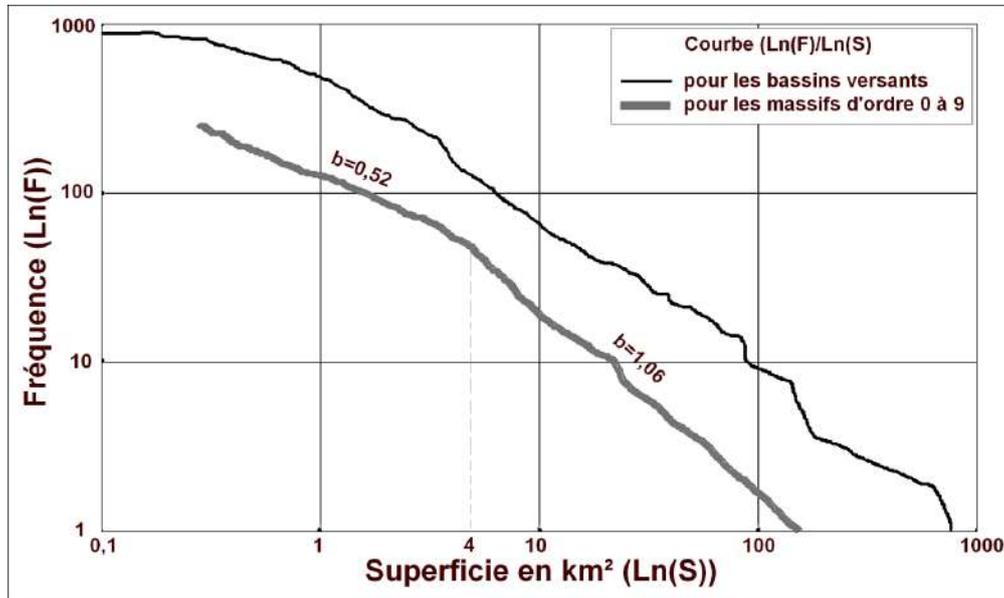


Figure 120 : courbes fréquences/surfaces pour les bassins versants et les massifs (ordre 0 à 9) sur la Martinique (établies à partir du MNT SRTM)

Les propriétés de ce type de courbe est utilisée pour estimer la dimension fractale d'une structure spatiale selon le principe du Box-Counting (Burrough 1986). Partant de la fonction de distribution $F = a S^{-b}$, la dimension fractale D_f est telle que $D_f = 2.b$.

Conclusion du chapitre 2 :

L'étude qui suit présente une exploitation systématique du MNT Litto3D sur tout ou partie de l'île de la Martinique. Elle met l'accent notamment sur la sensibilité des résultats en fonction de la résolution du MNT. En effet, une méthode pourra d'autant plus prétendre à être fondée sur des principes physiques que les résultats en seront peu modifiés par la résolution dans une gamme d'échelles assez large. A défaut, connaître le biais qu'introduit la résolution dans les résultats permettra de les corriger de façon à les ramener à des échelles compatibles avec les processus physiques dominants. Cette question est également déterminante pour qualifier les MNT SRTM et ASTER à des fins hydrogéomorphométriques sur des zones non couvertes par des MNT LIDAR.

Chapitre 3 :
Exemples d'études
hydrogéomorphométriques
en Martinique et dans la Caraïbe

Exemple d'études hydrogéomorphométriques en Martinique et dans la Caraïbe:

L'étude hydrogéomorphométrique de l'île de la Martinique se basera sur les acquis méthodologiques esquissés dans le chapitre précédant et exploitera le MNT LITTO3D déjà utilisé pour les démonstrations. Ce MNT métrique n'étant disponible que sur cette île et l'archipel de la Guadeloupe, le MNT hectométrique SRTM sera mis à contribution dans la partie finale d'étude régionale afin de comparer les résultats obtenus sur la Martinique avec d'autres îles volcaniques présentant des caractéristiques d'ensemble communes notamment dans les petites Antilles comme Basse-Terre, la Dominique, Sainte-Lucie, Grenade et Saint-Vincent. Le contexte morfo structural de la Caraïbe et des Petites Antilles sera esquissé en introduction à ce chapitre.

3.1 Contexte régional insulaire de la Martinique:

Le fait que l'île de la Martinique ait été choisie peut paraître fortuit sachant que le MNT LITTO3D était également disponible sur les côtes métropolitaines. En fait, le contexte insulaire présente l'avantage de définir objectivement la zone étudiée sans les problèmes d'effet de bord sur des fenêtres. Faisant partie de l'arc des Petites Antilles, cette île partage avec les autres terres de l'archipel des formations et les formes à dominantes volcaniques avec cependant des contrastes liés à leur ancienneté. Ces deux éléments constituent des conditions expérimentales adaptées à l'analyse de l'évolution des formes en fonction du temps d'exposition des reliefs aux processus morphogéniques notamment ceux liés à l'hydrologie. La Martinique comme nous allons le voir constitue un terrain d'expérimentation et d'étude idéal pour notre sujet.

Procédant de l'enfoncement de la plaque Caraïbe sous la poussée de la plaque Atlantique, elle inclut de façon continue les formations des arcs tectoniques externes et interne ce qui n'est pas le cas pour l'archipel guadeloupéen (île haute de Basse-Terre sur l'arc interne, îles basses de Grande-Terre, Marie-Galante et la Désirade sur l'arc externe). A l'échelle régionale, cette île occupe la partie centrale de l'arc des Petites Antilles (figure 121) et en est le volcan le plus étendu avec 1100 km² émergés pour un total de 5000 km² y compris la partie sous-marine (figure 120). La Martinique est représentative d'un groupe de 16 îles de plus de 100 km² tel que le montre l'histogramme de classement par taille des composants insulaires de l'archipel des Petites Antilles. Cette méthode permet de distinguer statistiquement la classe des « grandes îles » dont font partie des territoires français (La Martinique, Basse-Terre, Grande-Terre, Marie Galante et Saint-Martin) de celle des « petites îles » avec notamment Saint-Barthélemy, Saint-Eustache, Saba et La Désirade. Entre ces deux types de magnitudes s'observe une lacune dans la distribution avec seulement deux îles entre les superficies de Saint-Barth (22,5 km², la plus grande des petites îles) et Saint-Martin (93,5 km² la plus petite des grandes îles). Il est probable que ces 2 classes séparées par un hiatus n'est pas fortuit mais manifeste une magnitude privilégiée dans la manifestation des phénomènes volcaniques et leur démantèlement progressifs sous les effets conjuguées de la tectonique et de l'érosion marine et terrestre. Il est à noter que la classification par rang des superficies autorise une analyse élémentaire des anomalies de distribution de taille objectivement des classes de magnitude.

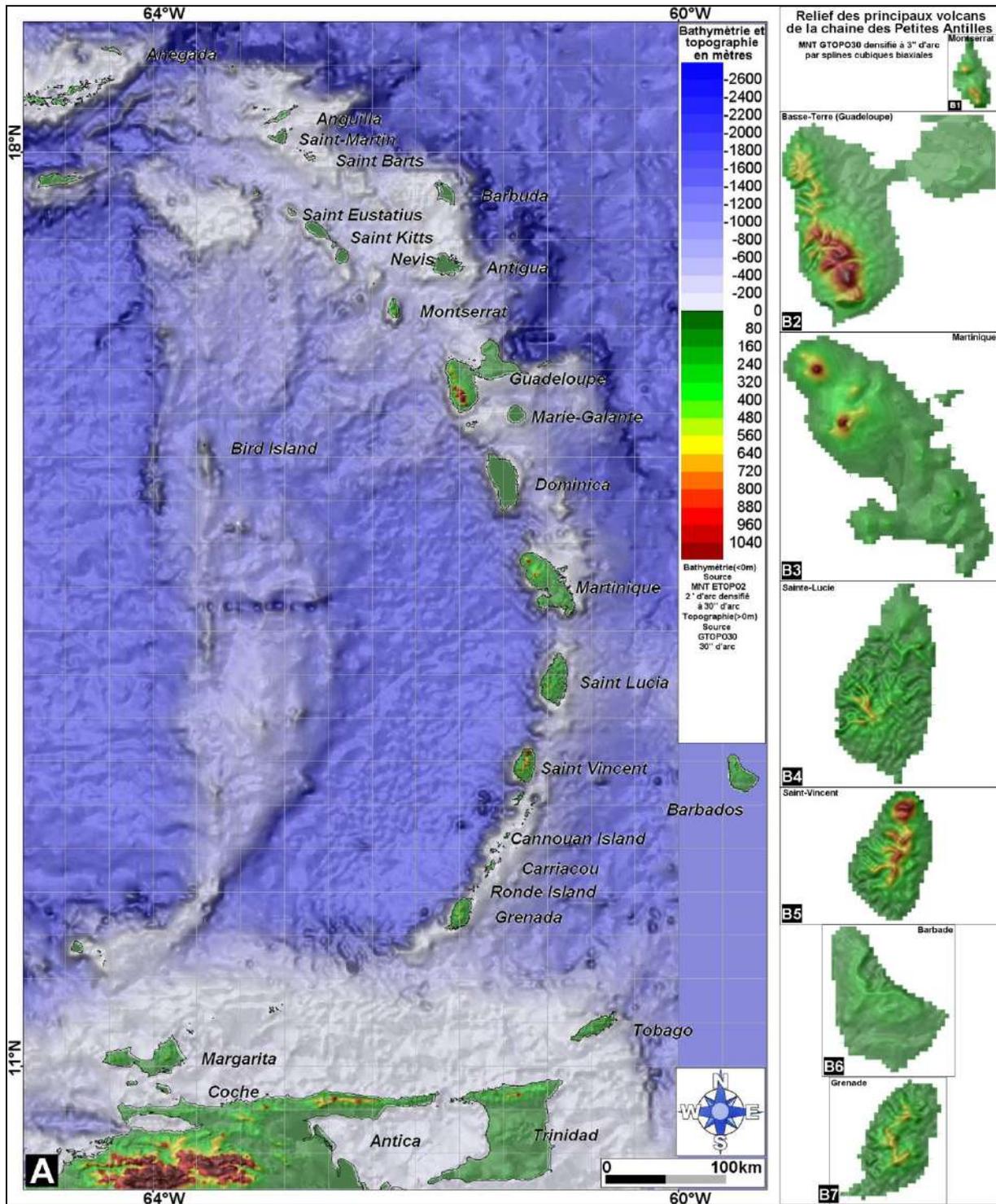


Figure 121: L'île de la Martinique dans le contexte de la chaîne de volcans des Petites Antilles
A./ Carte réalisée en combinant le MNT ETOPO2 pour la Bathymétrie et le MNT GTOPO30 pour la topographie.
B./ Cartes obtenues en densifiant le MNT GTOPO30 de 30'' ($\approx 1\text{km}$) d'arc à 3'' d'arc ($\approx 100\text{m}$) suffisantes pour donner un aperçu général sur le relief.

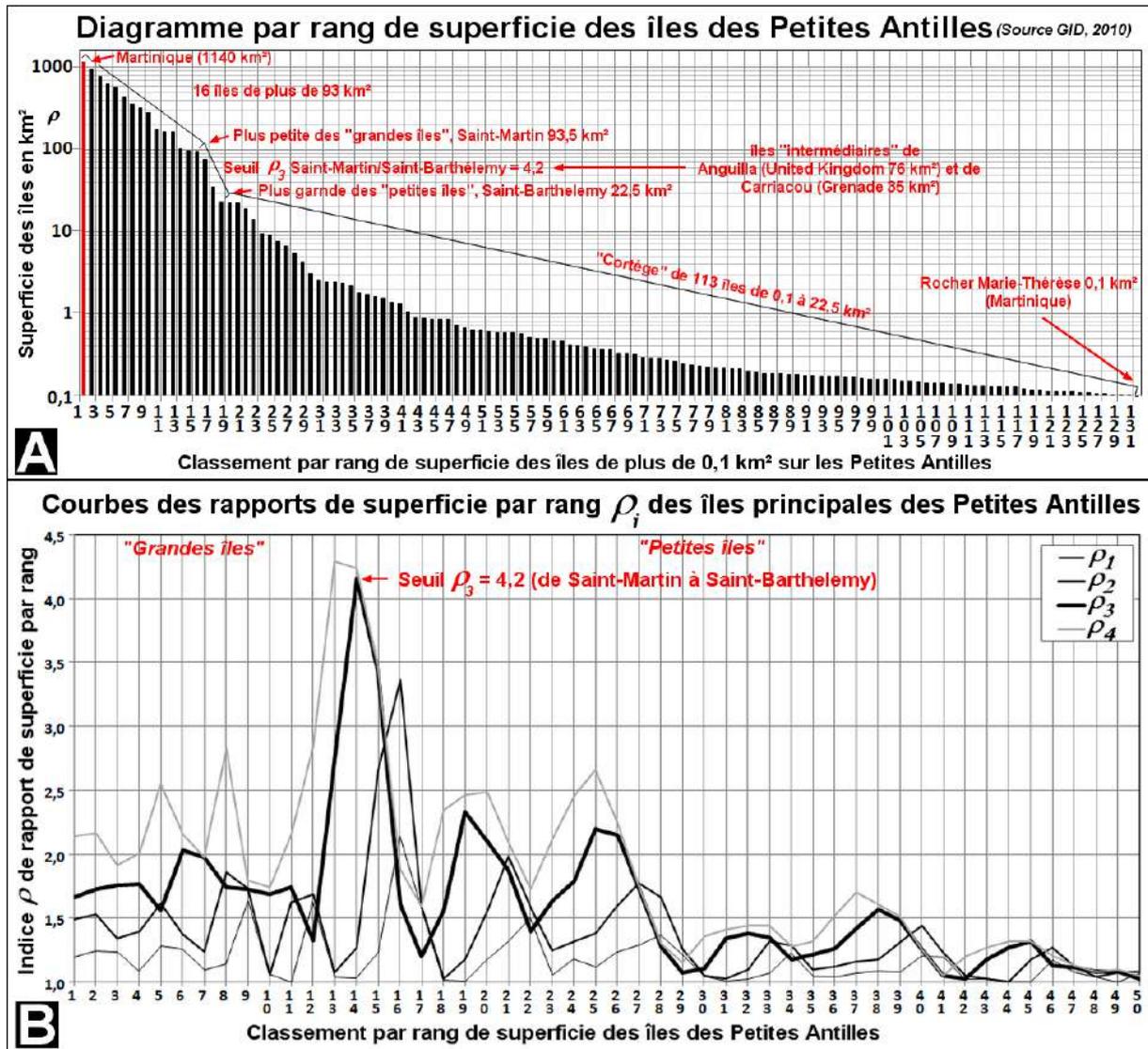


Figure 122: classement des îles des Petites Antilles par ordre décroissant de superficie (source GID, 2010)

Le tableau 7 résume les caractéristiques géographiques, topographiques et climatiques majeures des îles des Petites Antilles, tout en permettant d'évaluer la représentativité de la Martinique. Une typologie simple du relief des îles basée sur les données MNT GTOPO30 et SRTM distingue les classes suivantes en fonction de la valeur de l'indice EI (Elevation Index):

- Îles très montagneuses (EI = 2): Basse-Terre, Dominique, Saint-Vincent, Grenade, St-Kitts ... il s'agit d'îles volcaniques ne comportant pas de plaine étendue.
- Îles montagneuses (EI=1) : Martinique, Ste-Lucie, St-Barthélemy, Moustique ... îles volcaniques présentant des zones collinaires et des plaines alluviales flanquant des édifices volcaniques montagneux.
- Îles collinaires (EI=0) : Barbade, Antigua, St-Martin, Marie-Galante... îles de l'arc externe strictement sédimentaire (Barbade) ou calcaire avec sous bassement volcanique.
- Îles plates (EI=-1) : Barbuda, Anguilla...

Tableau 7 : caractéristiques majeures des îles (>5 km²) des Petites Antilles (GID, 2010)

ID_Island	Name_Island	country_code	Sub_Country_code	Area_km2	Perimeter_km	Dist_Continent_km	ElevMax_SRTM_m	ElevAve_SRTM_m	ElevMax_GTOPO30_m	ElevAve_SRTM_m	Elev_Index	Elev_Type	RainfallYear_mm	RainMaxMonth_mm	TempAve_°C	TempMinMonth_°C	TempMaxMonth_°C
320 260 000 002 330	Guadeloupe	FR	GP	1468,9	319,0	556,8	1454	249	1264	277	1,4	1,0	2035	266	26,1	24,2	27,7
320 260 000 002 710	Martinique	FR	MQ	1140,6	322,3	400,0	1377	261	1104	280	1,5	1,0	2163	286	26,2	24,7	27,3
320 260 000 003 540	Dominica	DM		764,4	154,4	482,6	1420	450	1	283	2,0	2,0	2151	272	26,3	24,8	27,4
320 260 000 004 090	Saint Lucia	LC		620,0	159,9	329,3	876	249	728	295	1,4	1,0	2199	286	26,5	25,2	27,5
320 260 000 005 200	Barbados	BB		443,1	98,6	345,3	339	126	321	144	-0,3	0,0	1384	199	26,7	25,2	27,6
320 260 000 006 160	Saint Vincent	VC		352,7	91,7	263,4	1202	390	1144	495	4,1	2,0	2161	268	26,7	25,8	27,5
320 260 000 006 510	Grenada	GD		323,2	124,9	137,7	823	266	614	306	2,0	2,0	1807	233	26,7	25,4	27,7
320 260 000 007 140	Antigua	GB	AG	283,8	143,9	685,1	387	107	1	68	-0,6	0,0	1744	253	26,0	24,1	27,5
320 260 000 009 890	Saint Kitts	KN	KN	173,6	86,8	708,3	1041	267	1	170	2,2	2,0	1266	189	26,5	24,9	27,7
320 260 000 010 270	Barbuda	GB	AG	163,4	111,3	747,4	48	13	1	23	-1,7	-1,0	1217	165	26,2	24,5	27,6
320 260 000 010 280	Marie-Galante	FR	GP	163,2	53,3	565,5	196	101	9	64	-0,9	0,0	2235	272	26,3	24,5	27,4
320 260 000 014 220	Montserrat	GB	MS	100,4	47,0	653,4	889	325	733	381	4,5	2,0	1656	213	26,1	24,3	27,4
320 260 000 014 620	Nevis	KN	KN	96,6	39,6	697,0	961	266	1	169	2,7	2,0	1266	189	26,5	24,9	27,7
320 260 000 014 960	Saint-Martin	FR		93,6	66,5	799,6	415	156	1	99	0,3	0,0	1453	184	27,0	25,3	28,2
320 260 000 017 060	Anguilla	GB	AI	75,8	68,1	818,8	70	39	1	27	-1,5	-1,0	1632	219	26,9	25,1	28,2
320 260 000 026 610	Carriacou	GD		35,3	41,5	193,0	285	135	169	137	1,0	1,0	2035	254	26,7	25,7	27,7
320 260 000 035 120	Saint Barts	FR	BL	22,5	34,6	787,5	271	139	1	88	0,6	1,0	1353	188	26,6	25,0	27,9
320 260 000 035 550	Saint Eustatius	NL	AN	22,1	22,4	741,2	570	299	1	190	3,5	2,0	1310	189	26,6	24,9	27,9
320 260 000 035 740	La Desirade	FR	GP	21,9	29,4	619,1	279	169	224	182	2,0	2,0	2224	259	26,2	24,5	27,4
320 260 000 039 190	Bequia	VC		18,7	34,5	254,3	260	156	179	162	1,7	1,0	2143	268	26,7	25,8	27,5
320 260 000 046 370	Saba	NL	AN	14,1	16,1	760,7	854	361	1	230	6,5	2,0	1340	165	26,8	25,2	28,0
320 260 000 058 890	Sand Cay	VC		9,4	18,1	207,2	271	157	186	145	2,3	2,0	2125	251	26,6	25,8	27,3
320 260 000 060 850	Cannouan	VC		8,9	23,1	222,1	235	115	117	122	1,7	1,0	2125	251	26,6	25,8	27,3
320 260 000 067 200	Lower Saint	FR	GP	7,5	13,2	565,6	288	147	1	93	1,7	1,0	1863	237	26,1	24,5	27,2
320 260 000 072 040	Mustique	VC		6,7	14,4	243,8	140	79	118	87	0,6	1,0	2125	251	26,6	25,8	27,3
320 260 000 081 090	Saint Peter	FR	GP	5,4	17,2	567,5	282	136	1	86	1,9	1,0	1863	237	26,1	24,5	27,2

Données de Global Islands Database (GID) 2010*

île	ID_Island	Code insulaire international (source GID Depraetere)
île	Name_Island	Nom de l'île (version anglaise) (Depraetere)
île	Country_code	Code pays
île	Sub_Country_code	Code sous-pays (territoire)
géographie	Area_km2	Superficie en km ² (source GSHHS**)
géographie	Perimeter_km	Perimètre en km ² (source GSHHS)
géographie	Dist_Continent_km	Distance en km au continent le plus proche (Depraetere)
Altitudes	ElevMax_SRTM_m	Altitude maximale du MNT SRTM*** en mètres
Altitudes	ElevAve_SRTM_m	Altitude moyenne du MNT SRTM en mètres
Altitudes	ElevMax_GTOPO30_m	Altitude maximale du MNT GTOPO30**** en mètres
Altitudes	ElevAve_SRTM_m	Altitude moyenne du MNT GTOPO30 en mètres
Altitudes	Elev_Index	Indice de relief (Depraetere)
Altitudes	Elev_Type	Type de relief (Depraetere)
Pluies	RainfallYear_mm	Pluies annuelles en mm d'après WORLDCLIM*****
Pluies	RainMaxMonth_mm	Pluies mensuelles max en mm d'après WORLDCLIM
Températures	TempAve_°C	Températures moyennes annuelles en °C d'après WORLDCLIM
Températures	TempMinMonth_°C	Températures mensuelles min en °C d'après WORLDCLIM
Températures	TempMaxMonth_°C	Températures mensuelles max en °C d'après WORLDCLIM

* Depraetere et Dahl,

World Conservation Monitoring Centre (WCMC), United Nations Environmental Programme (UNEP), Cambridge, United Kingdom, 2010 (cf. GID <http://gid.unep-wcmc.org/>)

** GSHHS : Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Shoreline Database, 1996

Wessel, P., and W. H. F. Smith, A Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Shoreline Database, J. Geophys. Res., 101, #B4, pp. 8741-8743, 1996.

*** SRTM : Shuttle Radar Topography Mission, 2003

**** GTOPO30 : Global Topography 30" of arc, 1997

***** WORLDCLIM : Global Climate Database. 2005

Hijmans, R.J., S.E. Cameron, J.L. Parra, P.G. Jones and A. Jarvis, 2005. Very high resolution global land areas. International Journal of Climatology 25: 1965-1978.

Copyright © 2010
Global Island Database.
All Rights Reserved.



Les températures sont semblables sur l'ensemble de l'arc alors que les différences pluviométriques s'expliquent par l'importance des massifs montagneux ; plus de 2000mm/an sur Basse-Terre, Martinique, Dominique, St-Vincent ... ; 1200 mm/an sur Barbade, Barbuda, Saba ... La Martinique apparaît donc comme représentative des îles montagneuses de l'arc interne (massifs du Conit, de la Montagne Pelée, du Morne Jacob et des Carbets) et des îles plus basses de l'arc externe (Massif du Vauclin, Sainte Anne, ...).

3.2 La Martinique en tant que prototype de l'arc volcanique des Petites Antilles:

Cette île étant prise en exemple, il est capital d'en déterminer la représentativité au moins dans le contexte de l'arc antillais. Dans ce contexte géotectonique, la morphologie d'ensemble peut être résumée par les variogrammes directionnels de la figure 123; commandement moyen des reliefs de 220 mètres pour une portée de 6,5 km avec un contraste entre l'axe NW-SE et sa perpendiculaire.

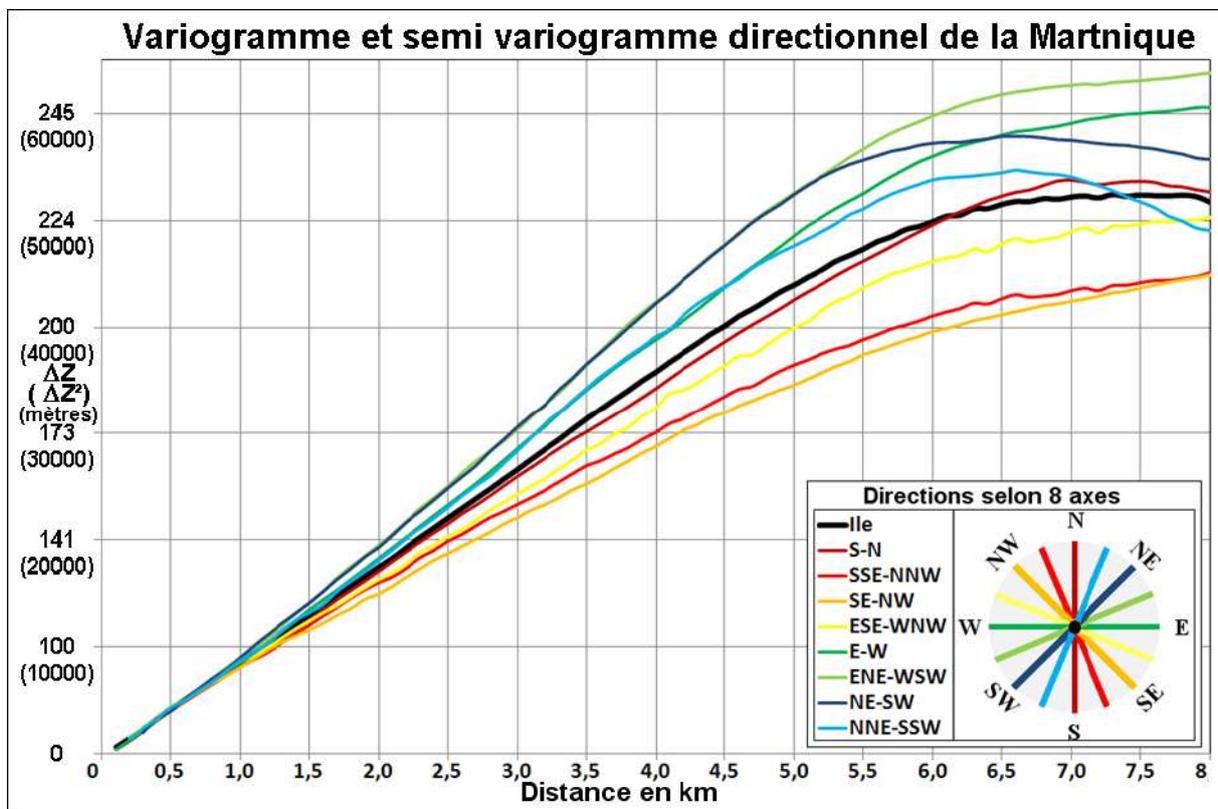


Figure 123: variogrammes directionnels de la Martinique (*MNT LITTO3D_SEAD_25m*)

Son intérêt spécifique tient à ce qu'elle juxtapose géographiquement et de façon continue plus de 30 millions d'années d'activité volcanique selon un gradient SE-NW (figure 124A) : volcanisme essentiellement sous-marin de la presqu'île de la Caravelle et la péninsule de Sainte-Anne (Oligocène, > 10⁶ années) ; laves massives du Miocène du massif médian de l'île développé dans le graben NNE-SSW partiellement ennoyé au niveau de la Baie de Fort-de-France ; formations éruptives et pyroclastiques du Miocène des massifs montagneux du Morne Jacob, des Carbets, de la Montagne Pelée et du Mont Conit.

L'approche hydrogéomorphométrique permet de partitionner l'île en unités hydrologiques (bassins versants) et en unités morpho-structurales (massifs) selon des critères strictement topographique (Figures 125). Ces unités objectives peuvent faire l'objet

d'analyses cartographiques et statistiques spécifiques de façon à discerner la répartition des facteurs influençant la genèse et l'évolution des formes ; les pentes (figures 125A et C) et l'orientation par rapport au vent dominant (figures 125B et D). L'île offre donc un contraste Est-Ouest en matière de pente (figure 125E), opposition que l'on retrouve sur les versants au vent et sous le vent (figure 125F).

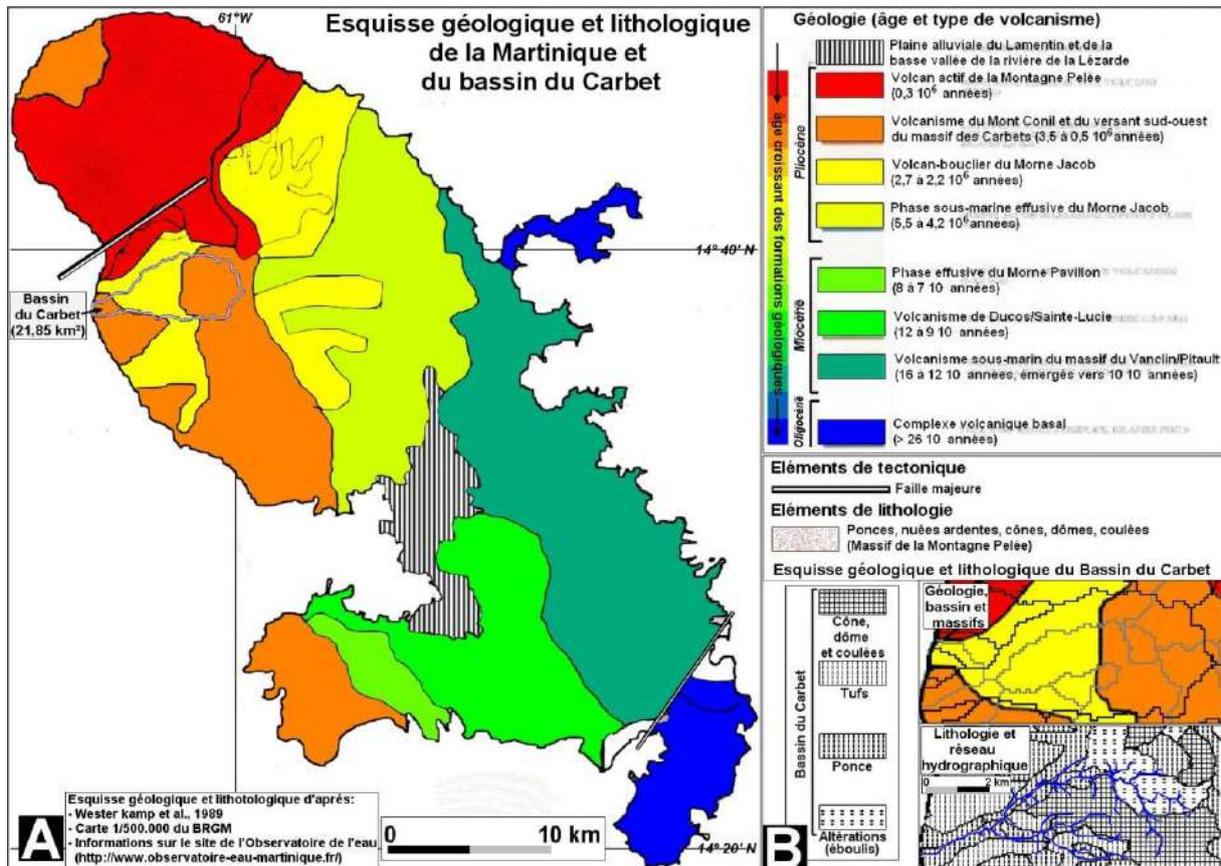


Figure 124 : Esquisse géologique et lithologique de la Martinique et du bassin du Carbet. Correspondance avec les bassins versants et les massifs (ces deux derniers dérivés du MNT LITTO3D_SEAD_100m)

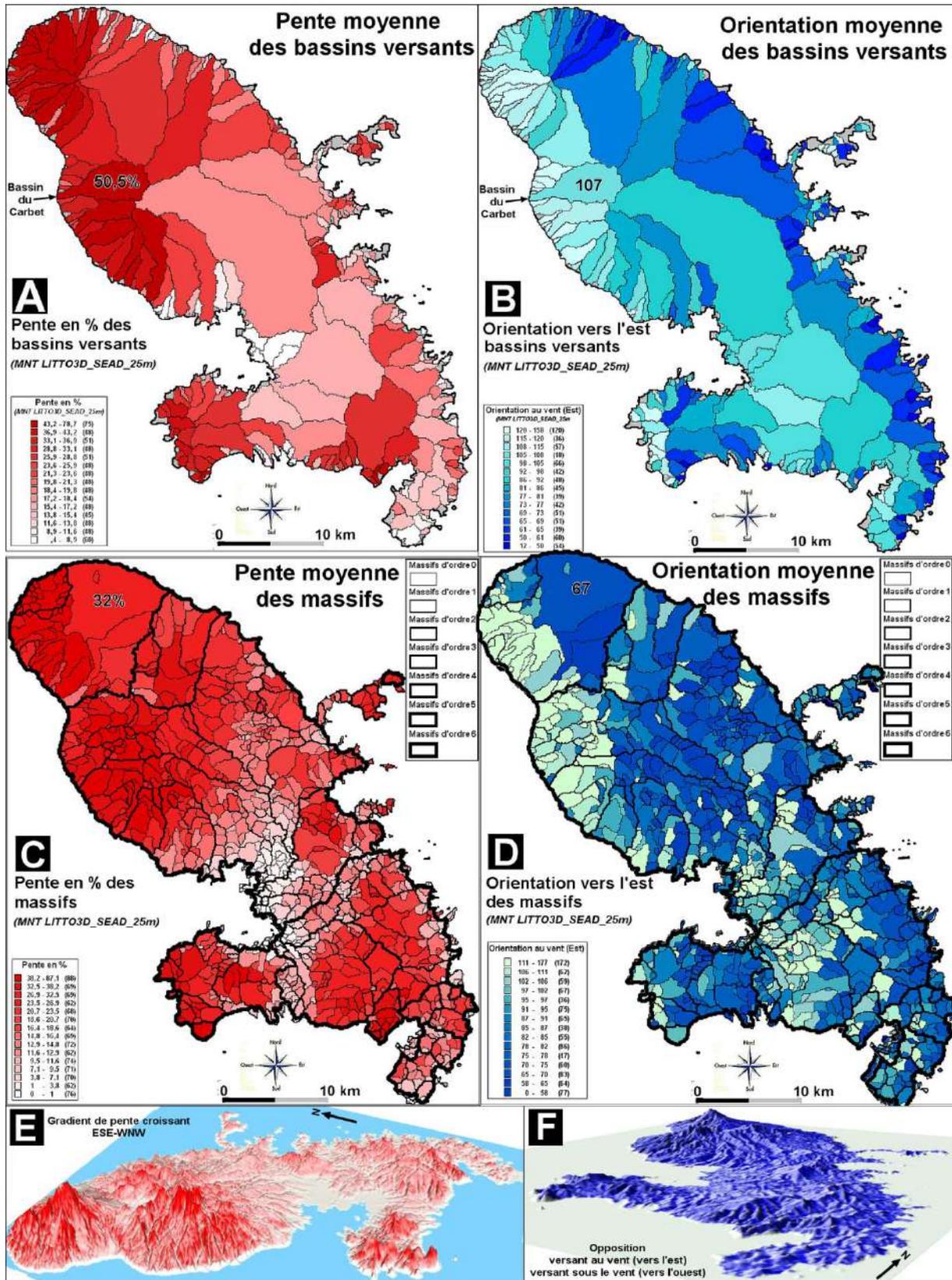


Figure 125: Pentes et orientations au vent des bassins et massifs élémentaires de la Martinique (MNT LITTO3D_SEAD_100m)

Partant de l'analyse géologique et des propriétés d'homogénéités des massifs, il devient évident qu'il est pertinent de présenter les reliefs et les modelés de l'île selon un transect du Sud-Est vers le Nord-Ouest qui correspond à un gradient à la fois stratigraphique et topographique comme illustré dans les figures 126A et A'. La topographie moyenne sur ce transect (Figures 126B et C) fait ressortir les principales articulations du relief autour de massifs de géologie plus ou moins homogènes. Elles permettent de contextualiser les résultats le long de ce même transect pour les pentes et les courbures (figure 126B) d'une part et les trois types de convexités (figure 126C) d'autre part. L'île constitue un modèle géologique simple avec un des formations de plus en récentes depuis la presqu'île de Saint-Anne (Oligocène) jusqu'à la Montagne Pelée et le Conit (fin du pliocène) avec comme exception à cet ordonnancement la péninsule du Mont Bigot, la Presqu'île de la Caravelle et les alluvionnements récents dans la plaine du Lamantin. Ces trois éléments perturbent donc le dispositif d'ensemble et doivent être pris en compte dans le commentaire des graphiques. Les courbes figurent des moyennes le long du transect dans le but de déterminer des tendances plutôt que de se baser sur une seule coupe choisie arbitrairement dont la représentativité serait sujet à caution. Conformément au schéma géologique, les reliefs et les modelés deviennent plus marqué du sud-est vers le nord-est. La partie la plus ancienne de Sainte-Anne (km 1 à 8).

La zone qui sera plus particulièrement étudiée par la suite correspond au deux massifs de la Montagne Pelée et du Piton du Carbet. Sur les caractéristiques hydrologiques de cette partie Nord-Ouest de la Martinique, on se reportera utilement aux travaux de Maurice Meunier (1999). Sur la spécificité des phénomènes hydro-volcaniques et l'hydro-géomorphologie voir Guillaume Lalubie (2013).

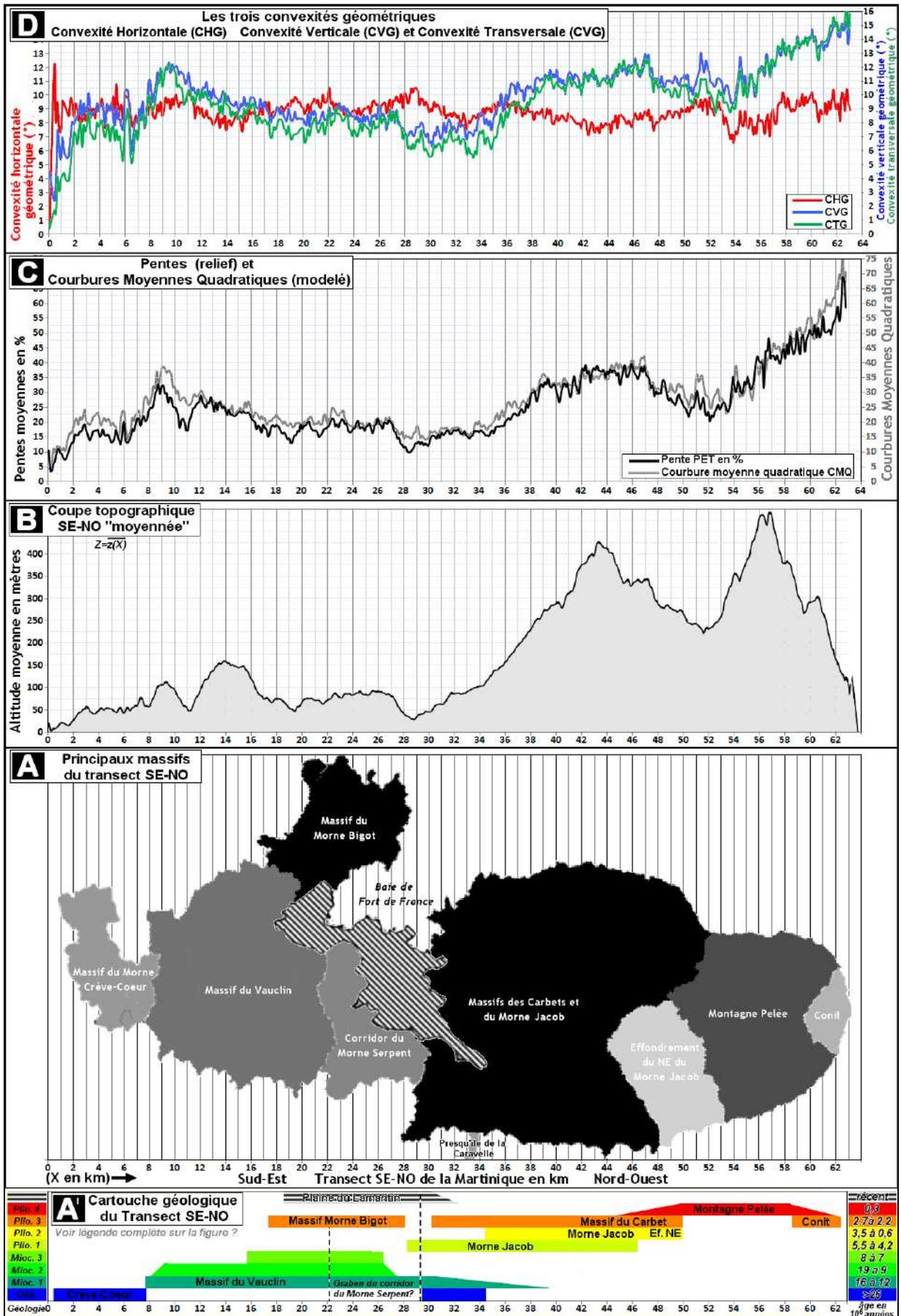


Figure 126: massifs géomorphométriques de la Martinique sur un transect SEst NO

3.3 Echelles des formes étudiées et MNT utilisés :

Types et échelles des formes hydrogéomorphométriques:

C'est dans cette perspective que sera analysé un ensemble d'unités hydrogéomorphométriques des paysages topographiques de l'île depuis les massifs jusqu'à des ravines en passant par des bassins et des sous-bassins (Figure 127). Il est utile de rappeler que les unités hydrogéomorphométriques doivent être rattachées au niveau de base qui contrôle directement l'évolution de leur forme : niveau de base général pour les massifs et les bassins versants, niveau de base local lié à des talwegs principaux ou secondaires pour les sous-bassins et les ravines. Il faut noter que les MNT utilisés seront de résolution de plus en plus fine en fonction de l'échelle des formes.

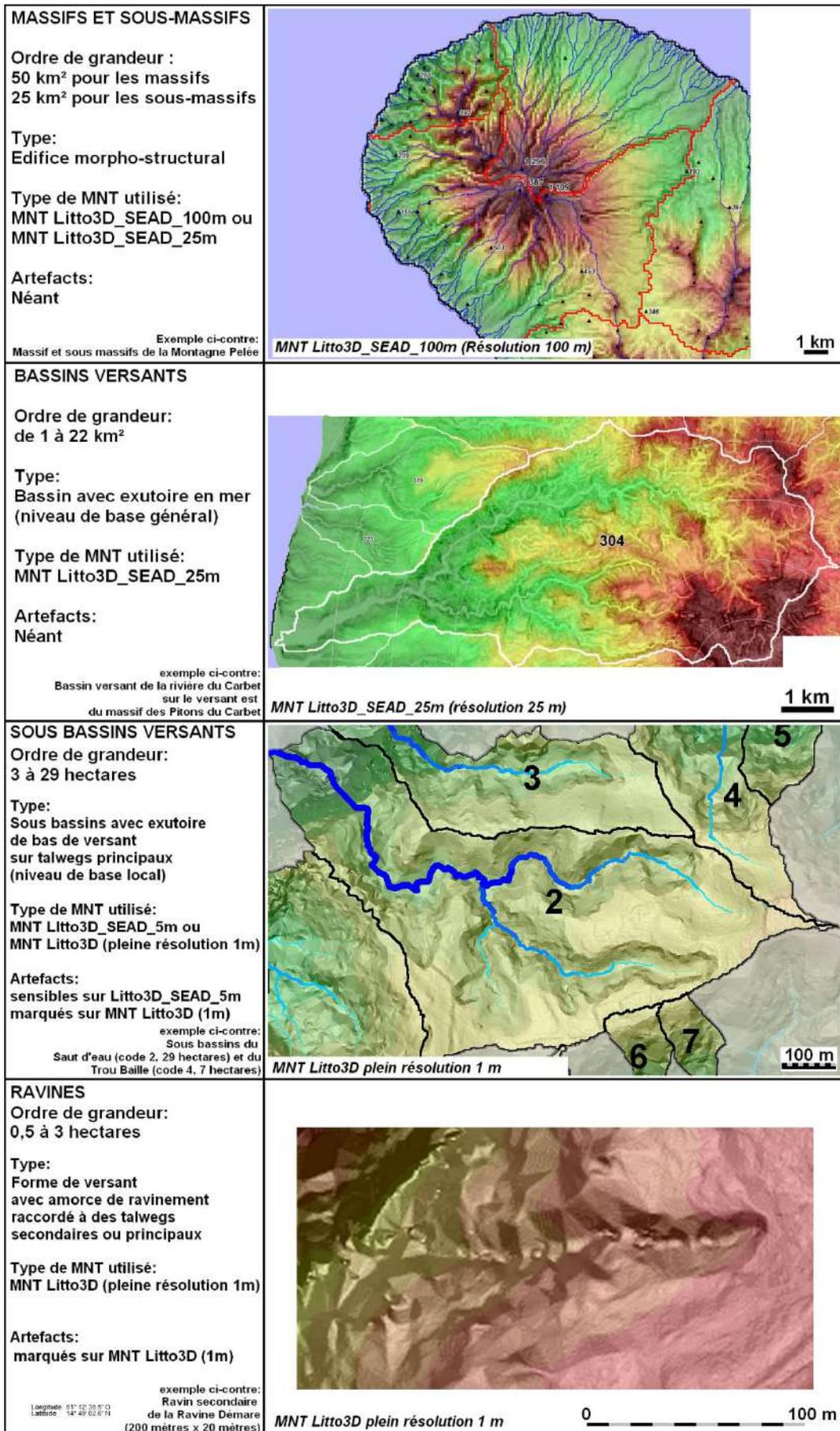


Figure 127: Caractéristiques des unités hydrogéomorphométriques

Les MNT utilisés :

Par soucis d'homogénéité, tous ces MNT seront issus du MNT Litto3D en pleine résolution (figure 128A) par la méthode de sous échantillonnage SEAD : les MNTs dérivés auront des résolutions comprises de 5, 25 et 100 mètres soit MNT Litto3D_SEAD_5m sur la figure 129A, *_25m sur la figure 130A et *_100m sur la figure 130B. Afin de faciliter l'intelligence et la critique des résultats, on ne peut faire l'économie d'un rappel sur l'effet de la résolution sur des cas concrets de la zone d'étude à la fois sur le rendu des formes et leur échantillonnage bien qu'ils découlent respectivement du principe de Shannon en traitement du signal et du principe d'échantillonnage en statistique comme évoqué dans la partie méthodologique.

Considérons en premier lieu la question du rendu du relief et du modelé en fonction de l'échelle des formes au regard de la résolution. Pour les massifs voire pour les plus grands bassins de l'ordre de 10 km² comme celui de la Rivière du Carbet, des MNT hectométriques permettent de dégager les principaux éléments (Litto3D_SEAD_100m sur figure 130B et SRTM sur la figure 130C). Cette résolution présente l'intérêt particulier d'être du même ordre que celle des MNTs mondiaux SRTM de 3'' d'arc (environ 91 mètres) avec cependant une meilleure restitution du relief (comparer figure 130B et C) et la disparition des artefacts du MNT Litto3D au plus faible résolution (comparer figures 128, C et D avec 129A, B et C). En revanche, le rendu du modelé à des résolutions de 5m et a fortiori la pleine résolution de 1 mètre sont affectés par des artefacts :

- Facettage triangulaire des corrections du sursol : s'observe sur de larges portions du MNT notamment sur les secteurs boisés en forte pente (voir imagerie des figures 128A, B et C).
- Sursol associés aux bâtiments : limité aux zones urbaines donc affectant peu les zones étudiées essentiellement rurales ou naturelles (voir imagerie Figure 128A).
- Routes: sensible surtout lorsque la route traverse une forêt créant ainsi un chenal (voir figure 128A). Ce type d'anomalie a des conséquences importantes sur le drainage des versants, les routes étant généralement perpendiculaires à la pente et l'écoulement tendant à suivre le « pseudo-chenal » routier transverse.
- Aménagements dans les lits de rivières: se rencontrent dans les larges vallées comme les aménagements piscicoles de la partie aval de la Rivière du Carbet (Figure 128A).

La résolution intermédiaire de 25 mètres (Figure 130A) n'est plus affectée par ces artefacts tout en donnant une finesse d'étude sensiblement meilleure que celle hectométrique (Figure 129B), ceci notamment sur l'analyse des formes de versant sans toutefois permettre l'identification des ravines. La résolution hectométrique s'avère insuffisante pour étudier modelé *sensu stricto* mais rend compte du relief des principaux bassins alors que celui des sous bassins de moins est à peine perceptible (Figure 130B). A titre d'exemple, le bassin fortement encaissé du Saut d'eau de 0,21 km² (code B204 SB1, voir figure 128C) en pleine résolution) n'apparaît que sous la forme d'une esquille de quelques pixels hectométriques sur les figures 130B et C.

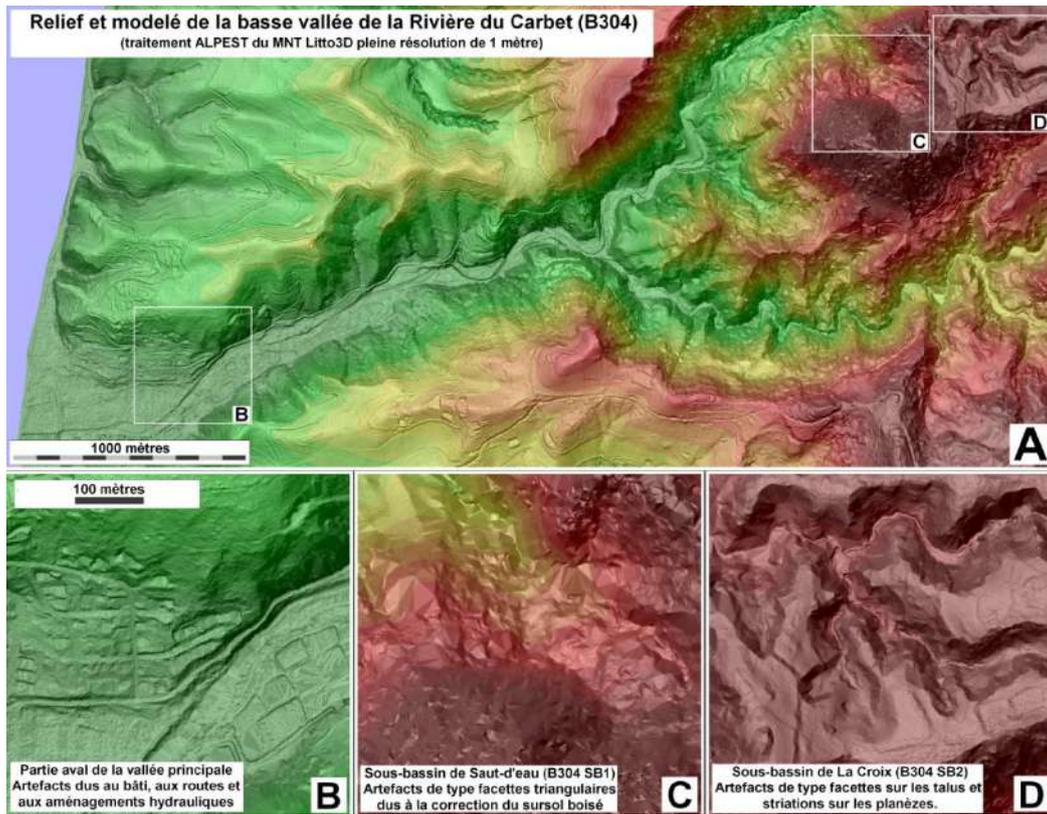


Figure 128: Aperçu sur les divers types d'artefacts du MNT Litto3D à la résolution de 1 m
A./ Imagerie 500x500 m sur la basse vallée du Carbet B./ Bassin du Seau d'Eau C./ Plateau de La Croix

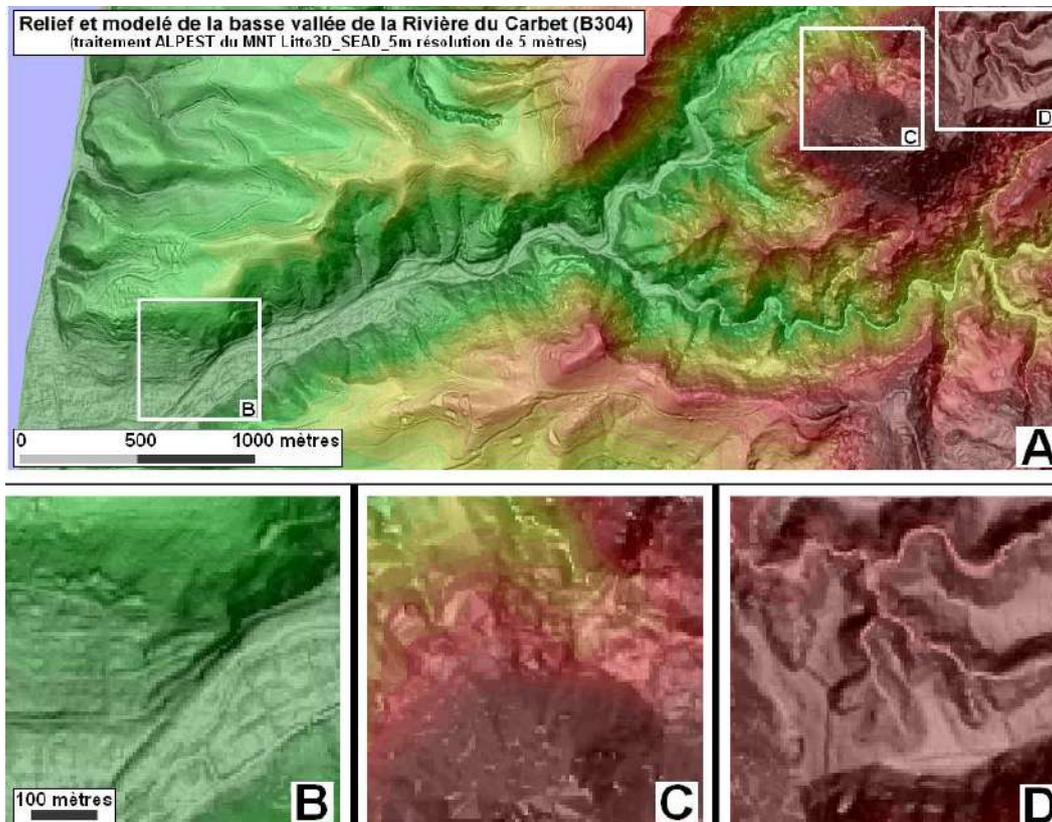


Figure 129: idem pour le MNT Liito3D_SEAD_5m à la résolution de 5 m
A./ Imagerie 500x500 m sur la basse vallée du Carbet B./ Bassin du Seau d'Eau C./ Plateau de La Croix

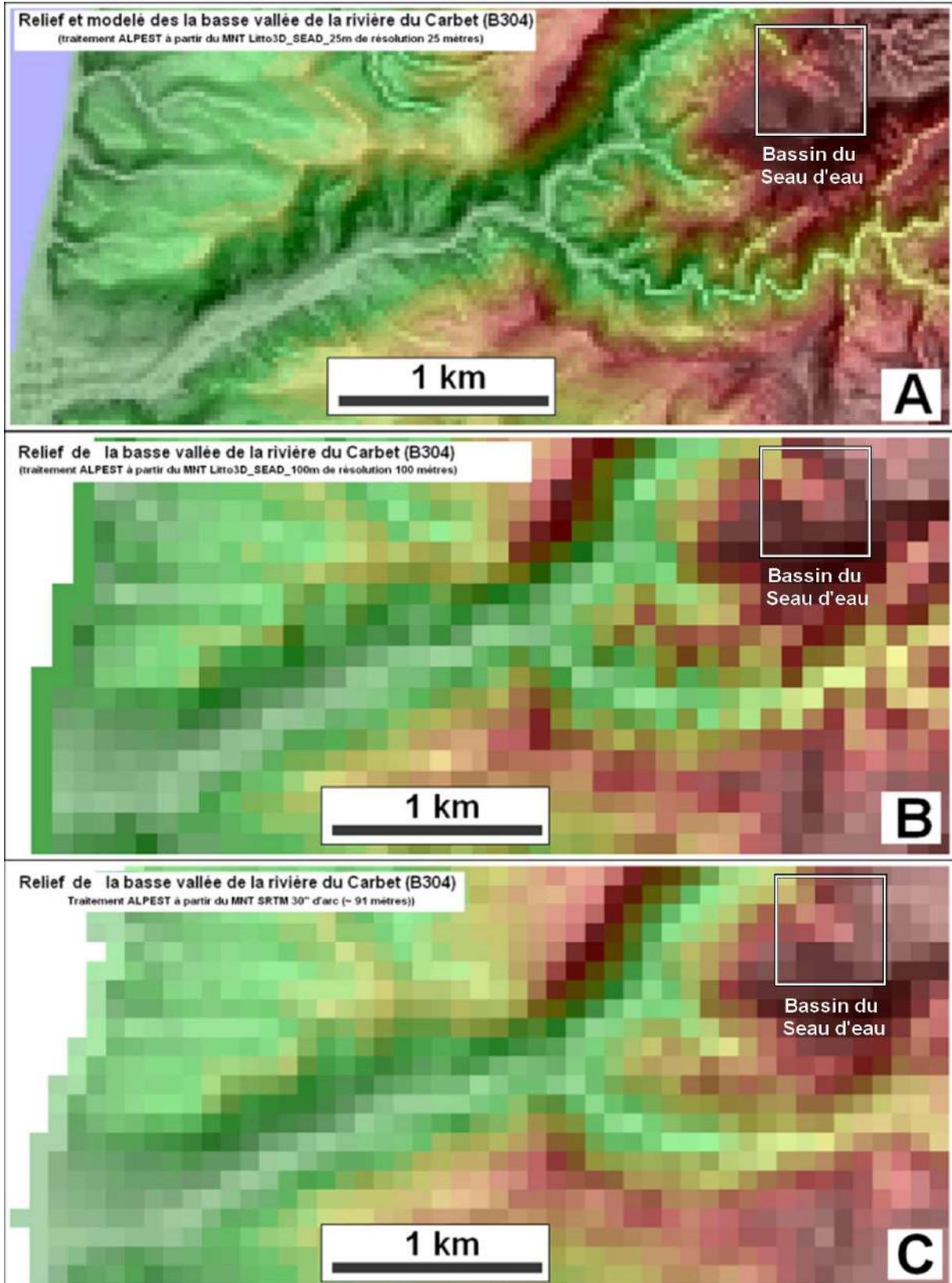


Figure 130 : relief à partir de MMT décimétrique (A) et hectométrique (B et C)
A./ MNT Litto3D_SEAD_25m : le modelé des versants et les sous bassins sont encore sensibles
B./ MNT Litto3D_SEAD_100m : les sous bassins sont à peine discernables
C./ MNT STRM_91m : bien que de résolution plus fine que le MNT Litto3D_SEAD le relief est plus lissés avec diminution des commandements de versant.

La résolution de 100 mètres reste cependant fondamentale puisqu'elle est du même ordre que celle des MNT SRTM couvrant l'ensemble des îles de la Caraïbe (voir exemple de la Martinique et de la Dominique sur les figures 131B et C) ce qui autorise une comparaison entre des MNT de qualité différente mais de même résolution sachant que le MNT Litto3D_SEAD_100m offre un meilleur rendu du relief que le MNT SRTM (comparer figures 130B et C sur la basse vallée du Carbet et figures 131A et B sur l'ensemble de la Martinique). Le MNT Litto3D_SEAD_100m a donc pour vocation de servir d'étalon pour évaluer le MNT SRTM sur la Martinique, des MNTs métriques ou même décamétriques n'étant pas disponibles sur les autres îles.

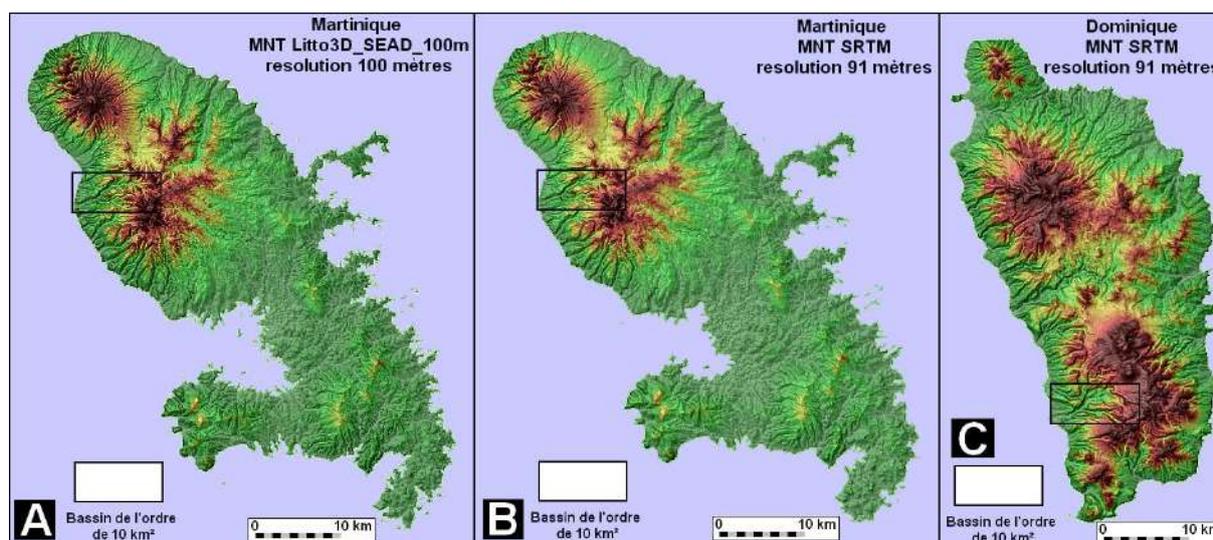


Figure 131 : Comparaison entre MNT (A et B) et entre îles (B et C)

A et B./ Rendu du relief plus nette avec le MNT Litto3D_SEAD_100m.

B et C./ Relief et bassins du même ordre de taille avec MNT SRTM entre la Martinique et la Dominique.

3.4 Relief des bassins versants et érosion :

Pour la bonne intelligence de ce qui va suivre, un cadrage général se doit d'être présenté avec de faciliter le suivi, la compréhension et la critique des résultats, sorte de fil d'Ariane dans les dédales de l'hydrogéomorphométrie qui suppose et mérite attention. Cette partie sera donc un rappel des méthodes génériques déjà exposées mais dans le cadre spécifique de la problématique propre à la zone volcanique d'étude.

Le modèle Lalubie :

La Martinique constitue bel et bien un terrain idéal pour l'étude de l'évolution des reliefs et des modelés volcaniques tropicaux comme le démontre les travaux de Lalubie (2011) dont le tableau synoptique des relations entre l'âge des terrains volcaniques et la morphologie des cours d'eau sur la Martinique a déjà été présenté précédemment.

Partant du modèle qualitatif de Lalubie, l'objectif qui est d'établir un modèle quantitatif d'évolution des formes sur des zones où la topographie d'ensemble initiale est encore visible (figure 132). Cela suppose de parvenir à définir la topographie « enveloppe » des interfluves des édifices volcaniques afin de pouvoir estimer les volumes affouillés par les rivières. De ce fait, la période considérée se limite aux deux derniers millions d'années. Il est déjà possible de définir a priori un modèle qualitatif d'évolution des formes en fonction de trois indices

reflétant les caractéristiques des bassins versants à savoir l'encaissement de vallée, l'incision du talweg principal et le perchement des versants (Figure 133).

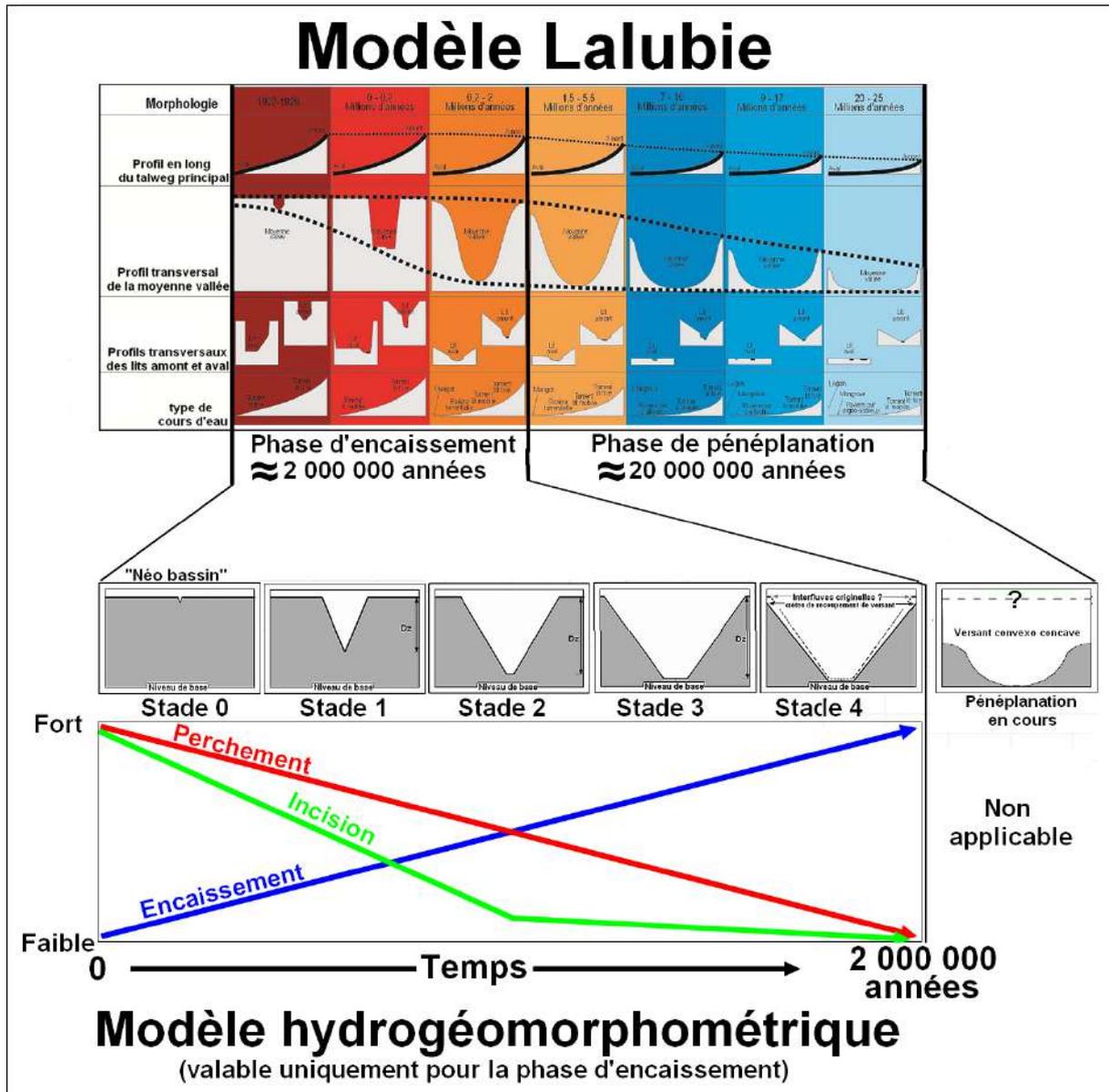


Figure 132: modèles hydrogéomorphométriques sur la Martinique

En haut : modèle de Lalubie incluant les phases d'encaissement (<2 000 000 ans) et de pénéplanation.

En bas : modèle hydrogéomorphométrique sur la phase d'encaissement avec les tendances d'évolution des 3 indices d'encaissement, d'incision et de perchement applicable sur le MNT Litto3D.

Le MNT Litto3D sera le *deus ex machina* qui permettra une quantification précise des formes actuelles représentatives de la diachronie des stades d'évolution des vallées depuis deux millions d'années (stade 0 à 4 et schéma temporel d'évolution sur de la Figure 132). L'intérêt de ce MNT tient à ce qu'il va permettre une analyse précise de l'évolution et du polymorphisme des unités hydrogéomorphométriques l'échelle des Massifs (~100 km²) jusqu'à celle des ravines (quelques hectares). Il constitue en cela un outil capable de renouveler l'analyse fine et transcalaire des relations entre forme et processus, ce que ne permettaient pas les précédentes générations de données altimétriques

S'agissant d'une définition qualitative, les trois indices génériques servant à décrire les formes se définiront comme suit :

- Encaissement : fait référence au volume relatif affouillé par les vallées par rapport au volume de l'ensemble avant érosion.
- Perchement : se rapporte à la forme statistique moyenne des vallées et donc des versants (voir schéma de la figure 133).
- Incision : représente l'enfoncement des talwegs principaux dans la masse du volume originel

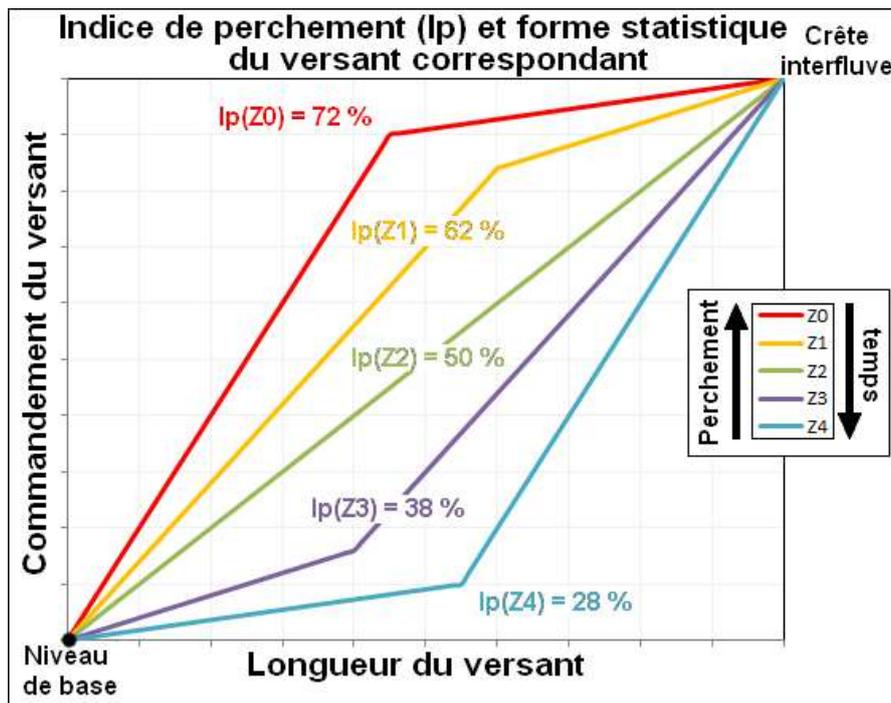


Figure 133 : schéma représentant la relation entre l'indice de perchement I_p et la forme schématisé du versant correspondant.

Les deux massifs volcaniques de la Montagne Pelée et des Pitons du Carbet:

L'étude comparative sera menée uniquement sur les massifs de la Montagne Pelée et des Pitons du Carbet. A cela plusieurs raisons. La première tient à ce que ces deux édifices volcaniques sont d'échelles et de forme assez semblables ce qui n'est pas le cas sur les terrains plus anciens dont la géométrie originelle des coulées est largement estompée. et ne permet plus d'établir la forme initiale. La seconde raison procède du caractère récent de ces deux massifs: 300.000 ans pour la Montagne Pelée, de l'ordre de 2.000.000 d'années pour le Massif des Carbet ce qui simplifie les hypothèses évolutives à mettre en correspondance avec correspond les trois stades les plus récents d'âge inférieur à 2,7 106 millions d'année du schéma de Lalubie. Par hypothèse, on considèrera que ces édifices représentent une diachronie de deux évènements semblables dans leur nature et leur échelle. Leur comparaison devra permettre d'évaluer l'évolution des formes sur la période considérée.

Sur ces massifs, la forme initiale des volcans est encore décelable sur les interfluves notamment sous la forme de planèzes, éléments fondamentaux du paysage. Elles permettent une quantification des bilans érosifs passant ainsi d'une description empirique des formes à une analyse formelle et fonctionnelle se référant à des sites précis. S'agissant de préciser et de quantifier le modèle d'évolution, il est capital de parvenir à une évaluation aussi précise que possible des cubages affouillés par les bassins versants actuels par rapport à la géométrie originelle des deux volcans considérés sur la base des formes structurales encore présentes sur les interfluves principales. C'est l'objet même de l'application de la méthode EPI sur ces terrains de la Martinique.

Applications des lunules et des sections-bloc dérivées des DB :

Ce choix offre l'avantage de permettre une standardisation des traitements ce que ne permettent pas les surfaces enveloppes. De plus, l'approche étant statistique sans échantillonnage, la critique des résultats se révèle ainsi facilitée puisqu'elle ne pose pas la question du choix des points et des méthodes d'ajustement. Cette méthode a également l'avantage de fournir des sous-produits graphiques aisément interprétable en termes d'organisation des formes longitudinales (les lunules) et transversales (les sections-bloc). Ces produits peuvent être appliqués à des massifs, des sous-massifs ou des bassins versants ou des ravines comme cela sera présenté. En résumé, entre la méthode des coupes et des profils en long traditionnels qui sont du domaine du 2D et les surfaces enveloppes qui sont du 3D, les méthodes dérivées des DB relèvent d'une dimension intermédiaire de type 2,5D.

Rappelons que les DB ad hoc pour cette approche mettent en regard une distance qu'elles soient euclidienne ou hydrologique à un point ou à une ligne avec l'altitude. Les exemples pris dans la partie méthodologique ne concernaient que des bassins (exutoire en mer et niveau de base général) ou des sous-bassins (exutoire en bas de versant avec niveau de base local). L'application à des massifs et des sous-massifs suppose des nuances quant à l'interprétation des résultats. Comme pour les bassins, la courbe des maxima conserve tout son intérêt puisqu'elle est représentative de l'enveloppe topographique du relief. L'intérêt des deux autres courbes devient en revanche limité puisqu'elles intègrent des éléments divers qui considérés globalement ne permettent plus de donner un sens à leur interprétation.

Les massifs et sous-massifs de la Montagne Pelée et des Pitons du Carbet de la figure 134 servent à la fois à d'illustrer le cadre morpho-structural des bassins versants et de commenter les DB à cette échelle (Figure 135). Il s'agit de profils transversaux SW-NE (Figure 135A) appliqués à l'ensemble des massifs (figure 135B) autorisant une comparaison entre la forme des versants au vent et sous le vent de la montagne Pelée (figure 135B), des Pitons du Carbet (figure 135C) et du Morne Jacob (figure 135D). Les trois massifs considérés ont en commune une dissymétrie marquée entre un vaste profil concave et régulier vers le Nord-Est et versant plus court, pentu et irrégulier sur le flanc Sud-Ouest. Plus précisément, alors que le massif de la Montagne Pelée présente de larges courbures régulières notamment sur le versant nord-est en direction de Basse-Pointe (Figure 135B), les lignes de crêtes principales du massif des Pitons du Carbet sont fortement indentées avec de nombreux pics secondaires sur son flanc nord-est (figure 135C). Le cas du Morne Jacob étant intermédiaire entre ces deux cas (Figure 135D).

Cette façon de figurer les massifs peut être assimilée à une vue en 3D vue depuis le niveau de la mer à ceci près que les parties masquées sont également visibles dans le nuage de points. La densité des points dans ce dernier signale la fréquence de certains types de profils en long

sur l'ensemble du massifs les notamment les planèzes. Ce qui peut paraître comme un inconvénient devient alors un avantage puisque les longues échines régulièrement concaves des planèzes sont reconstituées dans leur continuité y compris sur les versants fortement disséqués interférents avec des reliefs secondaires. Le schéma suggéré par le flanc nord-est coté Basse-Pointe est évident : les planèzes dominant l'ensemble du paysage. Son pendant sud-ouest en direction de Saint-Pierre démontrent l'existence de planèzes bien qu'elles soient « bruitées » par un ensemble de sommets secondaires les dominants. Pour ces deux versants dans une moindre mesure le versant sud-ouest du Carbet, il est possible objectivement d'ajustés les profils en long de la surface des planèzes par des polynômes ou des fonctions log (Figure 135E).

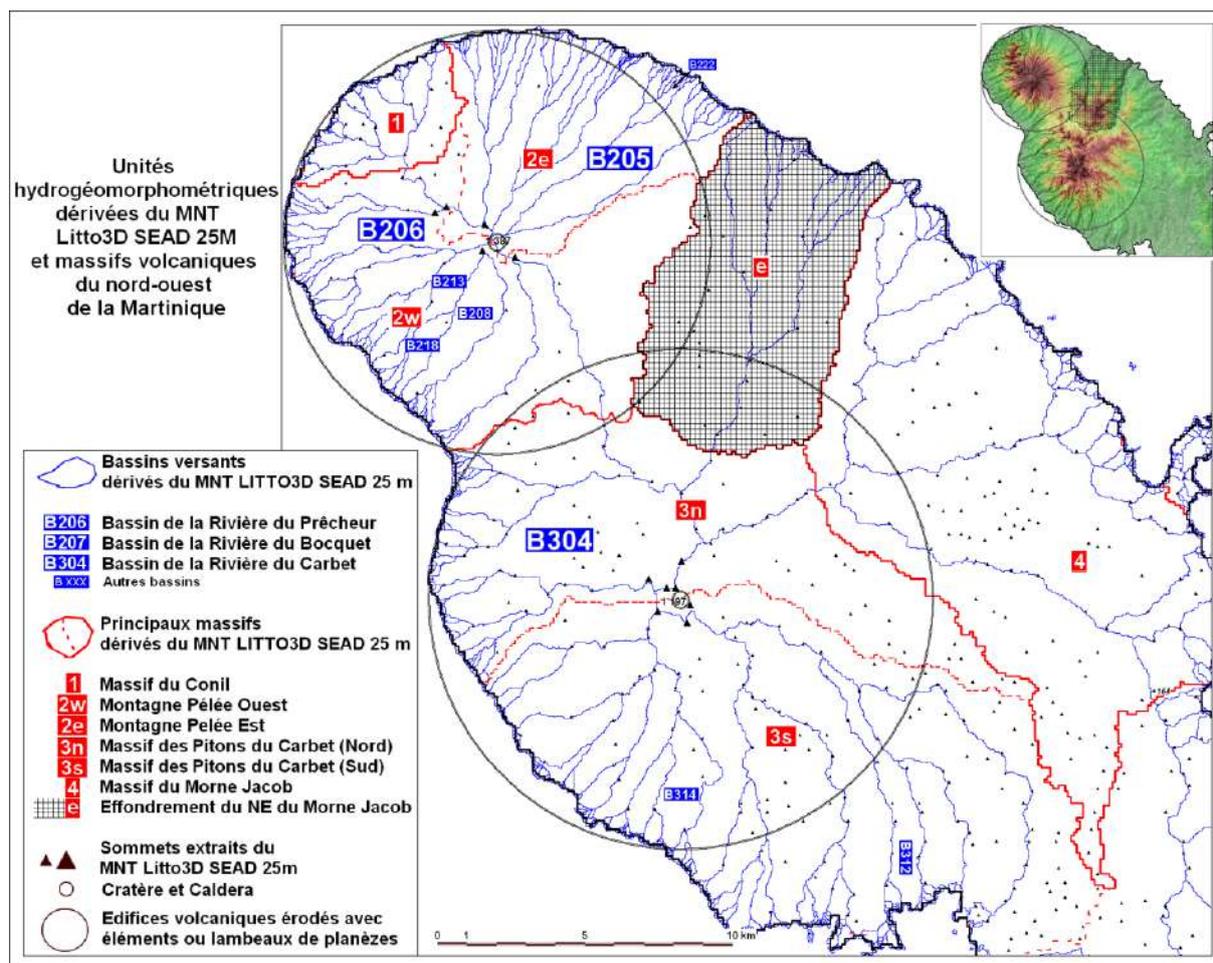


Figure 134 : Les deux cônes volcaniques principaux de la Montagne Pelée et des Carbets dans le contexte des unités hydrogéomorphométriques structurant la topographie.

Ces éléments servent de base à un modèle permettant de construire par morceau une épure de la forme des massifs en filtrant les reliefs secondaires. Cela revient à établir modèle 3D tenant compte de l'orientation des versants par rapport au sommet principal, les formes de crêtes et de talweg s'organisant de façon radiale autour de ce point central. Si l'on considère le chorème de la Montagne Pelée de la Figure 136 Il est clair que les formes s'organisent autour d'un « centre radial », terme plus approprié que « sommet » du fait que le centre géométrique d'un volcan peut correspondre au fond d'une caldera comme c'est le cas pour le massif des Pitons du Carbet!

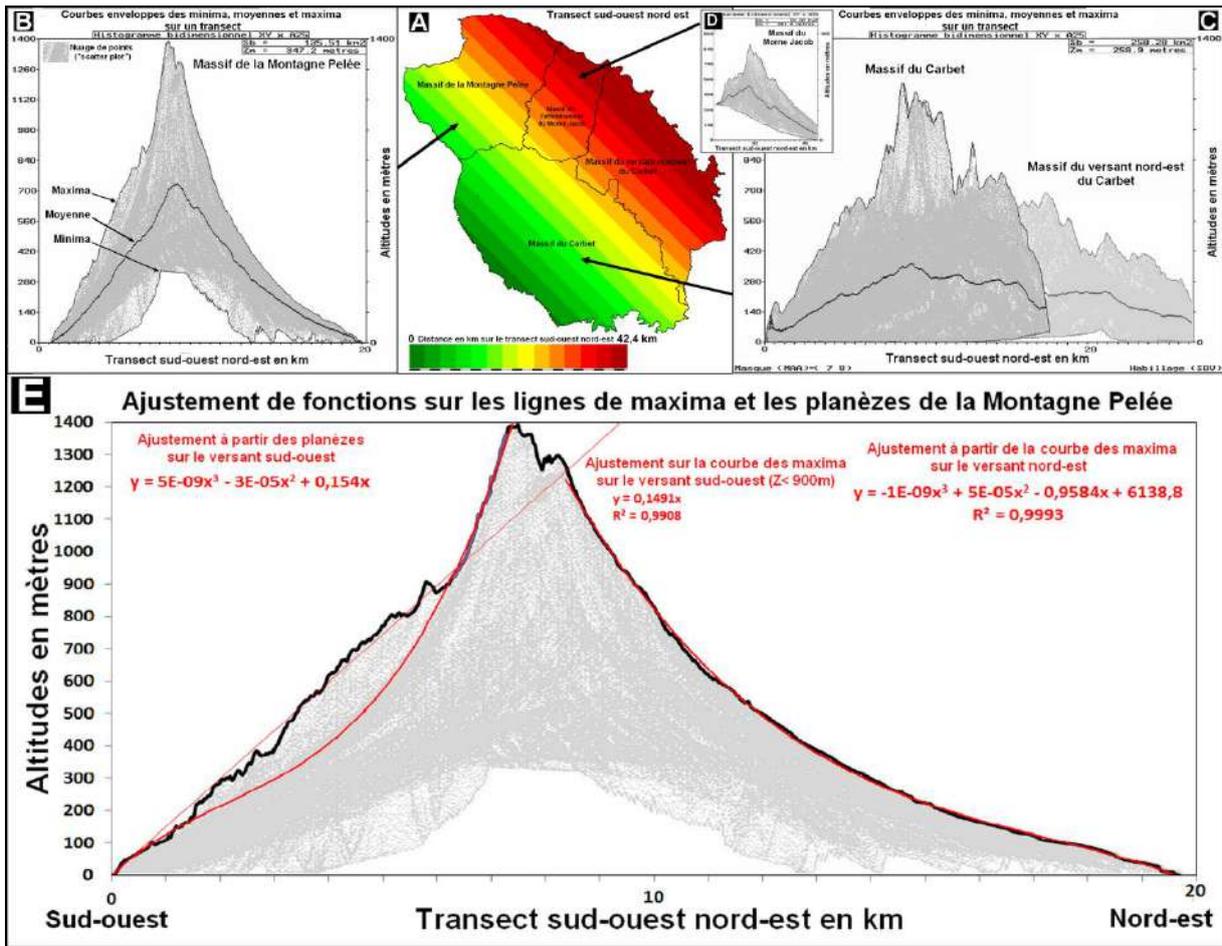


Figure 135 : Transects SW-NE (A) des trois massifs de la Montagne Pelée (B et E), du Carbet (C) et du morne Jacob (D) établis à partir du MNT Litto3D_SEAD_25m. Les courbes enveloppes des minima, moyennes et maxima sont établies sur la base du nuage de points (« scatter plot ») des diagrammes bidimensionnels. Sur la figure E, des fonctions sont ajustées sur la courbe des maxima et les planèzes sur les versants nord-est et sud-ouest de la Montagne Pelée.

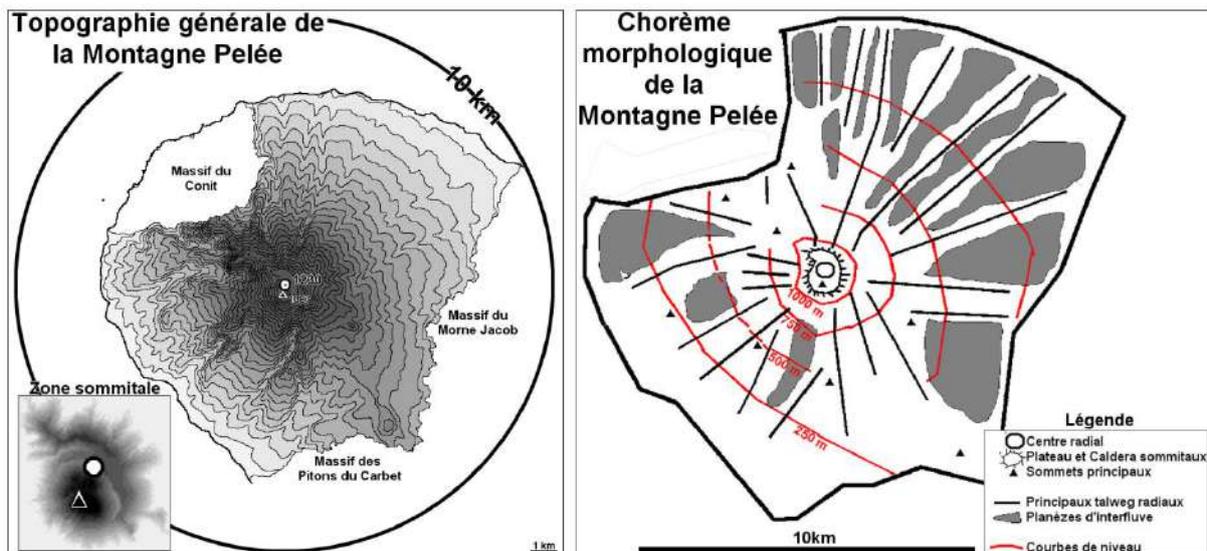


Figure 136 : Caractéristiques générales du massif de la Montagne Pelée dont la topographie s'organise autour du centre radial localisé au centre du plateau sommital.

Les développements qui suivent auront pour fil conducteur la comparaison entre trois unités morphostructurales des massifs volcaniques martiniquais par des méthodes hydrogéomorphométriques (Figure 137) avec pour objectif de modéliser l'évolution des formes dans ce contexte :

- Le versant nord-est de la Montagne Pelée alias type « Basse-Plaine » (Figures 137A et A') : les formes de planèzes dominent les interfluves sans interférées avec des reliefs secondaires. Il en résulte des lunules régulières avec un fort indice de perchement des versants supérieures proche de 70%.
- Le versant ouest de la Montagne-Pelée alias type « Saint-Pierre » (Figures 137B et B') : les longues échines des planèzes sont encore aisément identifiables mais tendent à être fragmentées par une incision plus marquée et la présence de relief de type cônes volcaniques adventifs. Il advient que le perchement devient plus tout en restant proche de 50%.
- Le versant ouest du massif des Pitons du Carbet alias type « Carbet » (Figure 137C et C') : bien que présentant de forte analogies de forme avec le cas précédant, les lunules et notamment leur courbe des maxima d'interfluve signale une dissection plus avancée des crêtes avec absence de trace de planèzes continues et une kyrielle de reliefs secondaires perchés au-dessus de ce niveau structural. Des lambeaux de planèzes semblent toutefois s'être maintenus comme ultimes témoins de la forme d'originel d'ensemble du massif. Ceci se traduit par un faible perchement de l'ordre de 40%.

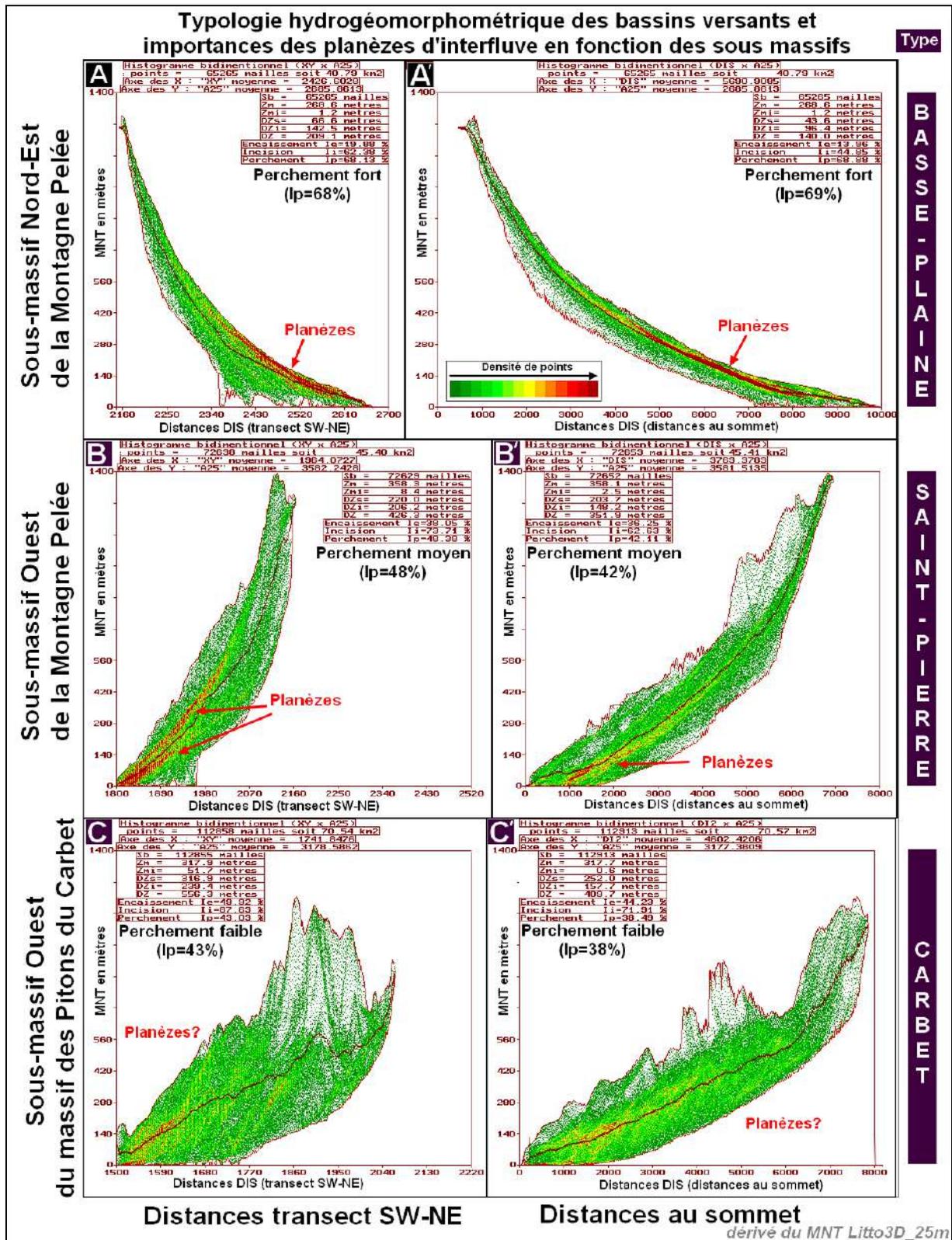


Figure 137: Typologie des sous massifs de la Montagne Pelée et du Massif du Piton du carbet sur la base des diagrammes DB[DIS,MNT] et perchement des interfluves de type planèze.

Un bassin versant représentatif a été choisi pour chacun de ces trois types de paysage :

- Bassin du Pocquet pour le type Basse-Plaine (B205, 8,7 km², figure 138A): bassin allongé avec larges planèzes d'interfluve
- Bassin du Prêcheur pour le type Saint-Pierre (B206, 7,1 km², figure 138B): bassin présentant également un fort allongement avec un encaissement plus important des vallées ne laissant subsister que des éléments de planèze sur les principales interfluves.
- Bassin du Carbet pour le type Carbet (B304, 15,2, figure 138C): bassin plus large incluant une confluence importante. Les vallées principales sont plus évasées que sur les deux bassins précédant. La forme d'origine du volcan ne subsiste que localement sur les interfluves et quelques plateaux.

Ces trois bassins s'inscrivent dans le schéma structural rayonnant autour de leur sommet de volcan respectifs tels que schématisé dans la figure 136. Le fait que la superficie du bassin du Carbet est double par rapport aux deux autres bassins pourrait s'expliquer par la capture d'un des deux bassins élémentaires originels le composant.

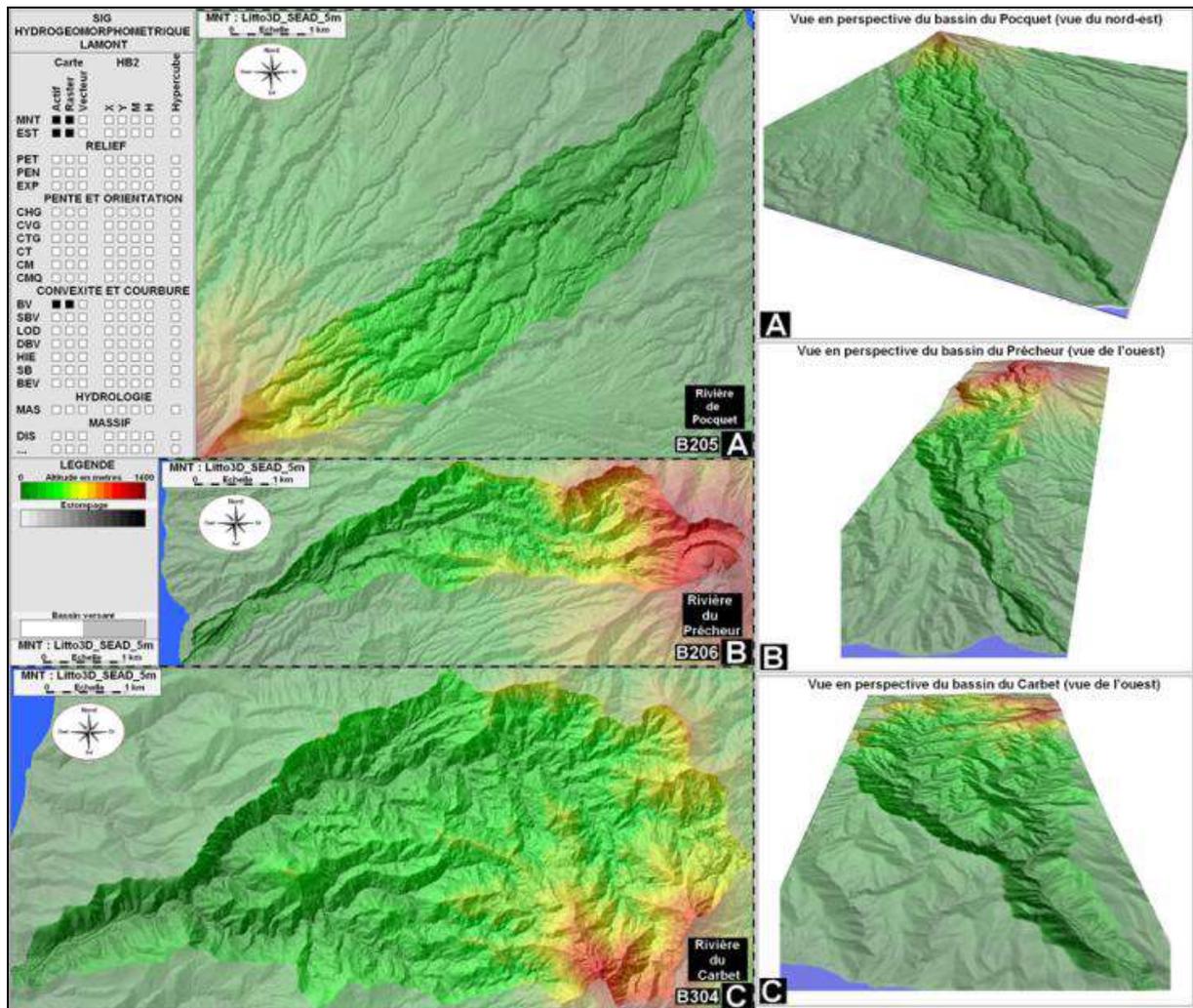


Figure 138 : Les 3 bassins type de la Rivière de Bocquet (A), de la Rivière du Prêcheur (B) et de la Rivière du Carbet (C).

En terme de méthodes pour les massifs et les bassins, les résultats graphiques et numériques se révèlent plus contrastés lorsqu'ils sont établis en fonction des distances aux sommets (Montagne Pelée pour les deux premiers, centre de la caldera des pitons du Carbet pour le troisième, figures 138A', B' et C') plutôt que selon un transect (Figures 138A,B et C). L'exploitation en est simple puisque la direction du transect procède d'un choix empirique et pédagogique alors la distance aux centroïdes des volcans apparaît évidente du fait de l'organisation radiale des formes autour de ces points.

Le modèle hydrogéomorphométrique EPI (Encaissement, Perchement, Incision):

La méthode EPI permet comparer des unités hydrogéomorphométrique depuis l'échelle des massifs jusqu'à celle des ravines chaque échelle ayant cependant sa spécificité. Sur les exemples de forme emboîtée de la figure 139, on constate une tendance à l'augmentation de l'encaissement en fonction de la taille des objets ceci étant en partie dû au niveau de base servant de référence (niveau de base général pour les massifs et bassins, niveau de base local pour les sous-bassins et les ravines. Alors que l'incision suit la même évolution, le perchement est en revanche variable car dépendant des conditions locales. Le but sera de préciser cette évolution des formes notamment sur les bassins.

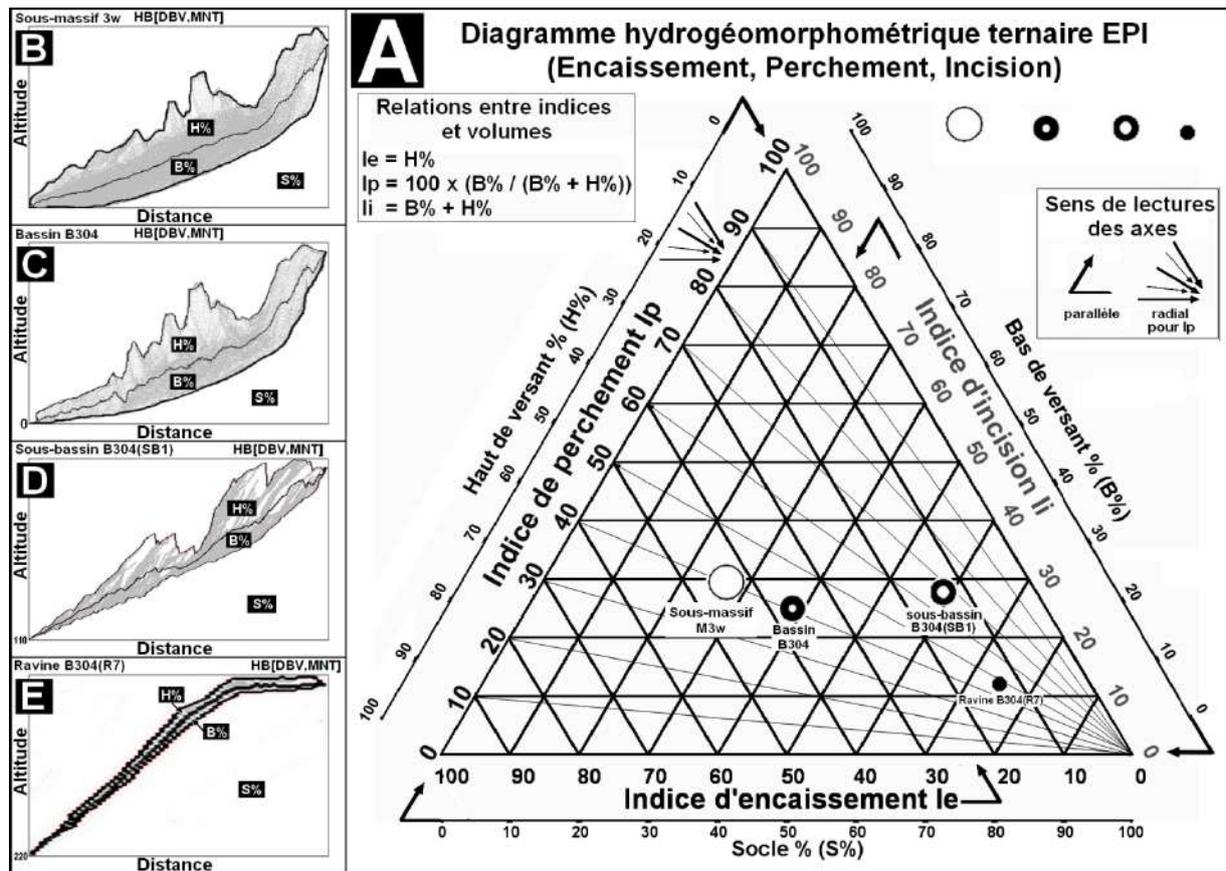


Figure 139: cubage relatif des volumes et indices hydrogéomorphométriques sur le un diagramme ternaire pour un sous-massif, un bassin, un sous bassin et une ravine.

Applications à l'échelle des Massifs et des bassins :

Dans la partie méthodologique, trois bassins avaient servi de prototype chacun appartenant à un des sous-massifs précédents suggérant nettement une évolution depuis une forme « jeune » que nous appellerons « néo-bassins » jusqu'à une forme « mature » qui constitue deux cas limite :

- Le « néo bassin » : lors des premières années suivant la mise en place du modelé volcanique initial, les premières ravines se mettent en place le long des zones dépressionnaires. Elles se caractérisent par une incision rapide dans la masse du volcan créant l'amorce d'un profil en long concave. En ce cas, la lunule a une épaisseur très faible, la courbe enveloppe des minima étant de peu inférieure à celle des maxima. Sa forme reflète celle des vallonnements radiaux apparaissant entre les dernières coulées volcaniques.

- Le bassin avec lambeaux de planèze d'interfluve : il s'agit du stade final considéré dans cette étude. En effet, une fois disparus les derniers éléments permettant de déterminer ou au moins de supputer la forme initiale de l'édifice il devient impossible de faire des estimations sur les volumes érodés depuis le stade du « néo bassin ». Les stades d'évolution ultérieurs sont déjà dans la phase de pénéplanation sensu stricto qui se traduit par un abaissement de l'altitude des interfluves devenues interfluves de recoupement des sommets des versants de deux bassins voisins. Dans le cas de ses bassins avec lambeaux d'interfluve structurale, la lunule présente un épaissement maximal puisque la courbe enveloppe des maxima suit encore de façon globale la forme originelle de l'édifice alors que l'incision des vallées et notamment du talweg principal donne à la courbe enveloppe des minima présente une concavité maximale.

Le principe consiste à d'étendre l'échantillonnage de massifs (Figure 140) et de bassins (Figure 141) afin de caler un modèle statistique d'évolution des formes depuis le stade « jeune » jusqu'au stade mature (voir table 7).

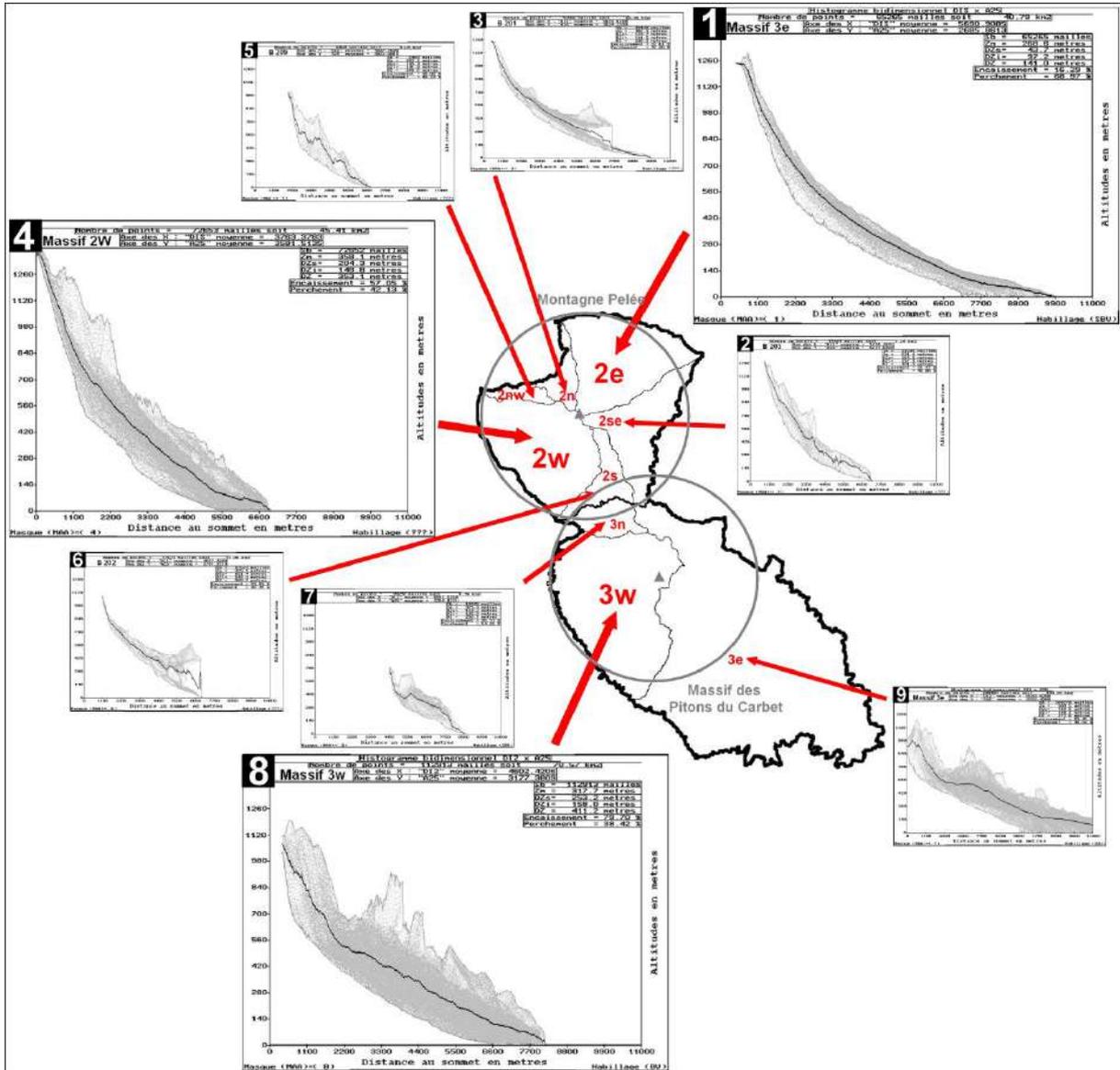


Figure 140: diagrammes bidimensionnels distances x altitudes (DB(DISxMNT) par sous-massifs de la Montagne Pelée (codes 2x) et des Pitons du Carbet (codes 3x). La distance fait référence au sommet principal central de chaque massif. Les indices d'encaissement et de perchement sont calculés à partir de ces diagrammes.

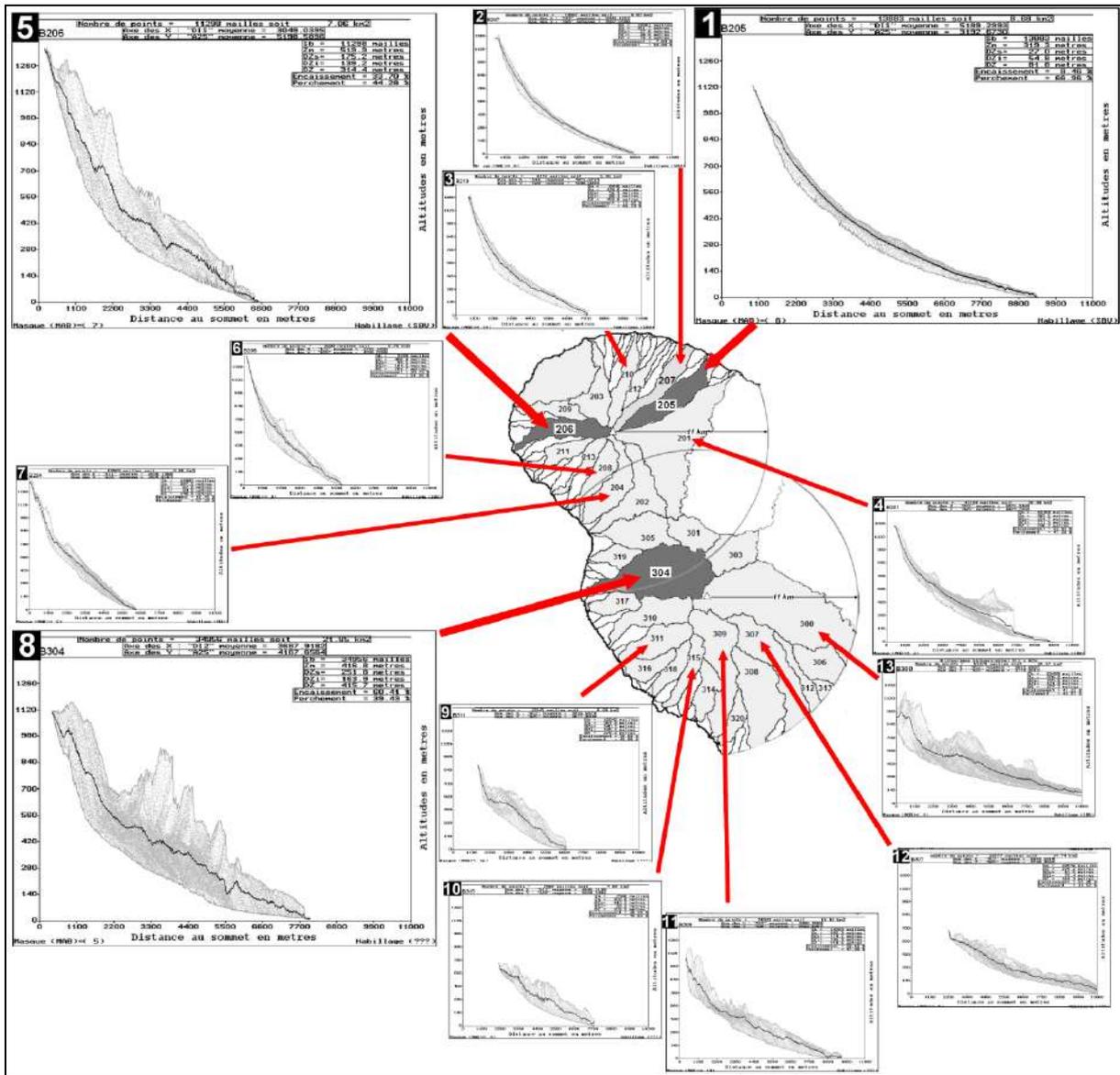


Figure 141 : diagramme bidimensionnels distances x altitudes (DB[DISxMNT]) par bassin de la Montagne Pelée (codes 2x) et des Pitons du Carbet (codes 3x). La distance fait référence au sommet principal central de chaque massif. Les indices d'encaissement et de perchement sont calculés à partir de ces diagrammes.

Tableau 8 : Caractéristiques des sous-massifs et bassins utilisées dans le modèle d'évolution des formes de terrain sur les massifs de la Montagne Pelée et des pitons du Carbet

B Bassins sélectionnés								
Bassin Code	Sup. km ²	Zm m	Dz m	Dzi m	DZ Dzi+DZs	Encaissement %Dzs/Zm	Perchement %Dzi/DZ	Erosion km ³
B204	8,7	397,5	62,6	84,0	146,6	13,6	57,3	0,543
B205	8,7	319,3	27,0	54,0	81,0	7,8	66,7	0,234
B206	7,1	519,9	175,2	139,2	314,4	25,2	44,3	1,237
B207	6,6	351,7	27,6	48,8	76,4	7,3	63,9	0,182
B208	5,8	480,0	99,5	104,2	203,7	17,2	51,2	0,572
B210	5,3	428,6	52,5	98,3	150,8	10,9	65,2	0,276
B211	4,0	396,3	83,8	88,0	171,8	17,5	51,2	0,337
B212	3,3	308,5	28,1	49,6	77,7	8,3	63,8	0,094
B215	2,1	272,0	34,8	65,7	100,5	11,3	65,4	0,073
B216	2,1	243,8	12,3	25,2	37,5	4,8	67,2	0,026
B217	2,1	273,5	113,0	99,0	212,0	29,2	46,7	0,232
B219	1,5	250,7	46,5	54,7	101,2	15,6	54,1	0,071
B220	1,5	219,9	28,9	51,1	80,0	11,6	63,9	0,043
B221	1,2	192,7	50,9	57,4	108,3	20,9	53,0	0,059
B304	21,9	416,8	251,8	163,9	415,7	37,7	39,4	5,502
B309	15,2	392,3	114,2	105,3	219,5	22,5	48,0	1,731
B311	8,1	367,8	140,1	135,1	275,2	27,6	49,1	1,133
B315	4,7	303,8	110,3	93,3	203,6	26,6	45,8	0,517
B317	4,1	197,1	66,0	68,7	134,7	25,1	51,0	0,273
B318	4,0	269,2	113,7	95,3	209,0	29,7	45,6	0,451
B319	3,5	241,4	76,8	87,7	164,5	24,1	53,3	0,271
B320	3,4	100,0	47,0	36,4	83,4	32,0	43,6	0,159
B322	2,2	208,6	81,4	80,1	161,5	28,1	49,6	0,176
B323	1,6	143,7	57,4	51,0	108,4	28,5	47,0	0,092
M2	128,4	304,0	79,2	80,7	159,9	14,4	53,6	14,3
M3	68,6	264,1	105,9	91,7	197,6	28,2	47,3	10,3
Total	197,0	304,0	79,2	80,7	159,9	20,1	53,6	24,6

A Sous-Massifs								
Massif Code	Sup. km ²	Zm m	Dz m	Dzi m	DZ Dzi+DZs	Encaissement %Dzs/Zm	Perchement %Dzi/DZ	Erosion km ³
M2e	40,8	268,6	43,7	97,2	140,9	13,99	69,0	1,783
M2n	27,0	382,5	124,7	111,5	236,2	24,59	47,2	3,364
M2nw	4,0	382,2	145,4	141,0	286,4	27,56	49,2	0,587
M2s	11,1	379,1	151,4	142,3	293,7	28,54	48,5	1,673
M2se	7,2	521,1	164,0	157,3	321,3	23,94	49,0	1,187
M2w	45,4	358,1	204,3	148,8	353,1	36,33	42,1	9,277
M3e	9,4	325,4	114,2	135,9	250,1	25,98	54,3	1,073
M3n	130,9	303,5	192,6	180,1	372,7	38,82	48,3	25,217
M3w	70,6	317,7	253,2	158,0	411,2	44,35	38,4	17,868
M2	135,5	381,9	138,9	133,0	271,9	25,82	50,8	17,872
M3	210,9	362,0	153,2	140,5	293,8	36,38	49,7	44,159
Total	346,4	359,8	154,8	141,3	296,2	29,34	49,6	62,031
M100	15,2	272,4	216,3	198,5	414,8	44,26	47,9	3,290

C Bassins non-sélectionnés								
Bassin Code	Sup. km ²	Zm m	Dz m	Dzi m	DZ Dzi+DZs	Encaissement %Dzs/Zm	Perchement %Dzi/DZ	Erosion km ³
B213	3,2	577,8	107,9	75,4	183,3	25,9	41,1	0,346
B214	2,3	279,7	65,9	51,8	117,7	19,1	44,0	0,148
B218	2,0	249,1	25,9	18,2	44,1	24,2	41,3	0,051
B312	3,9	198,9	39,0	28,8	67,8	24,1	42,5	0,154
B314	5,2	225,6	89,1	114,3	203,4	28,3	56,2	0,459
B316	4,4	211,4	79,2	100,4	179,6	27,3	55,9	0,346
B321	2,2	258,5	69,1	52,7	121,8	21,1	43,3	0,151
B222	1,0	107,2	6,8	3,6	10,4	6,0	35,0	0,007
B223	0,9	143,4	11,1	22,6	33,7	7,2	67,1	0,010
B224	0,9	153,8	7,0	12,1	19,1	4,4	63,4	0,006
B225	0,8	106,8	38,4	31,9	70,3	26,4	45,4	0,030
B201	27,0	382,5	124,7	111,5	236,2	24,6	47,2	3,364
B202	11,1	379,1	151,4	142,3	293,7	28,5	48,5	1,673
B203	7,1	521,4	164,0	157,4	321,4	23,9	49,0	1,171
B209	4,0	382,2	145,4	141,0	286,4	27,6	49,2	0,587
B305	9,4	325,4	114,2	135,9	250,1	35,1	54,3	1,073
B300	39,7	378,0	155,8	121,9	277,7	29,2	43,9	6,181
B301	6,1	454,2	156,3	59,1	215,4	25,6	27,4	0,946
B303	8,0	503,8	163,0	121,1	284,1	24,4	42,6	1,311
B306	6,9	160,6	54,4	61,4	115,8	25,3	53,0	0,378
B307	14,7	275,2	91,5	73,4	164,9	25,0	44,5	1,349
B308	15,3	207,1	68,9	64,1	133,0	25,0	48,2	1,055
B313	1,3	123,6	30,2	24,4	54,6	19,6	44,7	0,040
B324	1,0	124,1	25,9	24,6	50,5	17,3	48,7	0,026

Bassins atypiques								
Bassin Code	Sup. km ²	Zm m	Dz m	Dzi m	DZ Dzi+DZs	Encaissement %Dzs/Zm	Perchement %Dzi/DZ	Erosion km ³
B213	3,2	577,8	107,9	75,4	183,3	25,9	41,1	0,346
B214	2,3	279,7	65,9	51,8	117,7	19,1	44,0	0,148
B218	2,0	249,1	25,9	18,2	44,1	24,2	41,3	0,051
B312	3,9	198,9	39,0	28,8	67,8	24,1	42,5	0,154
B314	5,2	225,6	89,1	114,3	203,4	28,3	56,2	0,459
B316	4,4	211,4	79,2	100,4	179,6	27,3	55,9	0,346
B321	2,2	258,5	69,1	52,7	121,8	21,1	43,3	0,151

Bassins tronqués sup. < 1km ²								
Bassin Code	Sup. km ²	Zm m	Dz m	Dzi m	DZ Dzi+DZs	Encaissement %Dzs/Zm	Perchement %Dzi/DZ	Erosion km ³
B222	1,0	107,2	6,8	3,6	10,4	6,0	35,0	0,007
B223	0,9	143,4	11,1	22,6	33,7	7,2	67,1	0,010
B224	0,9	153,8	7,0	12,1	19,1	4,4	63,4	0,006
B225	0,8	106,8	38,4	31,9	70,3	26,4	45,4	0,030

Bassins tronqués latéralement								
Bassin Code	Sup. km ²	Zm m	Dz m	Dzi m	DZ Dzi+DZs	Encaissement %Dzs/Zm	Perchement %Dzi/DZ	Erosion km ³
B201	27,0	382,5	124,7	111,5	236,2	24,6	47,2	3,364
B202	11,1	379,1	151,4	142,3	293,7	28,5	48,5	1,673
B203	7,1	521,4	164,0	157,4	321,4	23,9	49,0	1,171
B209	4,0	382,2	145,4	141,0	286,4	27,6	49,2	0,587
B305	9,4	325,4	114,2	135,9	250,1	35,1	54,3	1,073

Bassins tronqués vers l'aval								
Bassin Code	Sup. km ²	Zm m	Dz m	Dzi m	DZ Dzi+DZs	Encaissement %Dzs/Zm	Perchement %Dzi/DZ	Erosion km ³
B300	39,7	378,0	155,8	121,9	277,7	29,2	43,9	6,181
B301	6,1	454,2	156,3	59,1	215,4	25,6	27,4	0,946
B303	8,0	503,8	163,0	121,1	284,1	24,4	42,6	1,311
B306	6,9	160,6	54,4	61,4	115,8	25,3	53,0	0,378
B307	14,7	275,2	91,5	73,4	164,9	25,0	44,5	1,349
B308	15,3	207,1	68,9	64,1	133,0	25,0	48,2	1,055
B313	1,3	123,6	30,2	24,4	54,6	19,6	44,7	0,040
B324	1,0	124,1	25,9	24,6	50,5	17,3	48,7	0,026

M2 Massif de la Montagne pelée
M3 Massif des pitons du Carbet
M2x Sous-massif de la Montagne Pelée
M3x Sous-massif des Pitons du Carbet
B2xx Bassins de la Montagne Pelée
B3xx Bassins des Pitons du Carbet

Sup. : superficie en km²
 Zm : altitude moyenne en mètres (m)
 Dzi : moyennes des altitudes basses par rapport à Zm (talwegs) en m
 Dz : moyennes des altitudes hautes par rapport à Zm (crêtes) en m
 DZ : commandement des versants en mètres
 Encaissement : indice d'encaissement en %
 Perchement : indice de perchement en %
 Erosion : volume décubé en km³

En première approche, il est préférable de simplifier le modèle en ne prenant en compte que l'encaissement et le perchement, l'incision étant considérée comme fortement corrélée aux deux indices précédents. Un modèle d'ajustement linéaire appliqué respectivement aux massifs et aux bassins (Figure 142) suggère des tendances semblables, même si le perchement tend à être surestimer sur les massifs ce qui est conforme à ce que la méthode laissait prévoir. Si la plupart des bassins sont conformes à la tendance générale, il en est aussi qui s'en écartent par leur perchement:

- Perchement plus faible sur les bassins B218, B213, B214 sur la Montagne Pelée B312 et B321 sur le Carbet.
- Perchement plus fort sur les bassins B314, B316, B322 sur le Carbet.

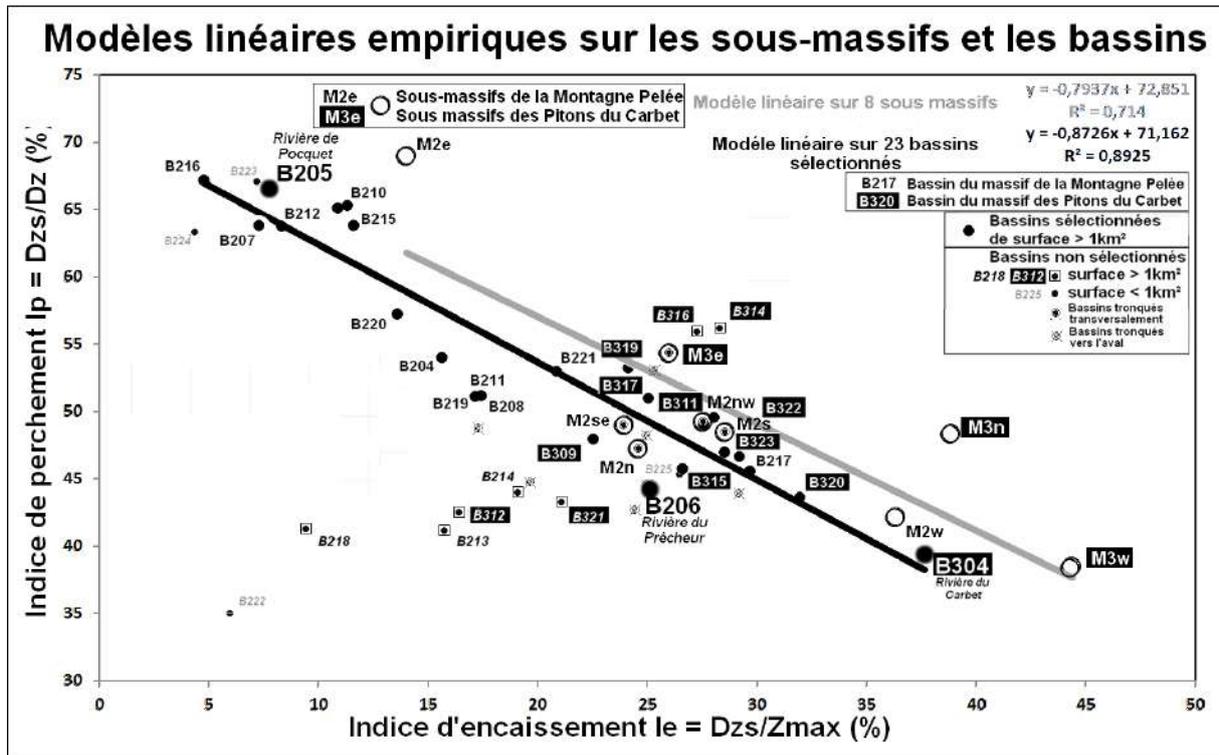


Figure 142: Modèles linéaires partiels d'évolution des formes d'interfluves sur les massifs et les bassins versants de la Montagne Pelée et des Pitons du Carbet (dérivé du MNT Litto3D_SEAD_25m)

L'atypisme de ces bassins met en relief des particularités dans la chronologie évolutive. La Rivière Blanche (B218) sur le versant ouest de la Montagne Pelée incise modérément un vaste plan incliné baptisé Coulée de la Rivière Blanche se traduisant à la fois par un faible encaissement et un perchement peu marqué (Figure 143A). Ce modelé de bassin est sans équivalent même s'il rappelle celui des bassins de type basse-Plaine sur l'autre versant du massif. Comme indiqué sur la carte, ce bassin ainsi que le plan d'interfluve qui le coiffe à l'amont se situe en contrebas de coulées plus récentes s'épanchant depuis le bord sud effondré de la caldera. La Rivière Blanche se caractérise ainsi par la plus faible incision ($I_i=16\%$) y compris par rapport à ses voisins du nord (Rivière Chaude B213, $I_i=27\%$) et du Sud (Rivière Sèche B208, $I_i=35\%$). En ramenant cela à des lames érodées, celle-ci ne serait que de 26 mètres sur Rivière Blanche alors qu'elle atteint 100 mètres sur les deux bassins voisins. Ces lames sont encore plus faibles soit 7 mètres sur les « pseudo-bassins » de Habitation Chalvet et de Bassin la Boue de part et d'autre de l'embouchure de la Rivière du Bocquet (B205 Figure 143B). Par pseudo-bassin, il faut comprendre qu'il s'agit de surface dont le modelé fluvial lié aux écoulements de surface est à peine marqué suggérant une percolation souterraine dominante. Ce type de bassin peut être également mis en rapport avec la notion de « néo bassin » propre à la phase d'initiation des écoulements concentrés. Sur le massif des Pitons du Carbet, les deux bassins de la Jambette (B312 Figure 143D) et du Marigot (B321) présentent également un faible perchement relativement au modèle avec des formes qui s'apparentent à ceux de Basse-Plaine.

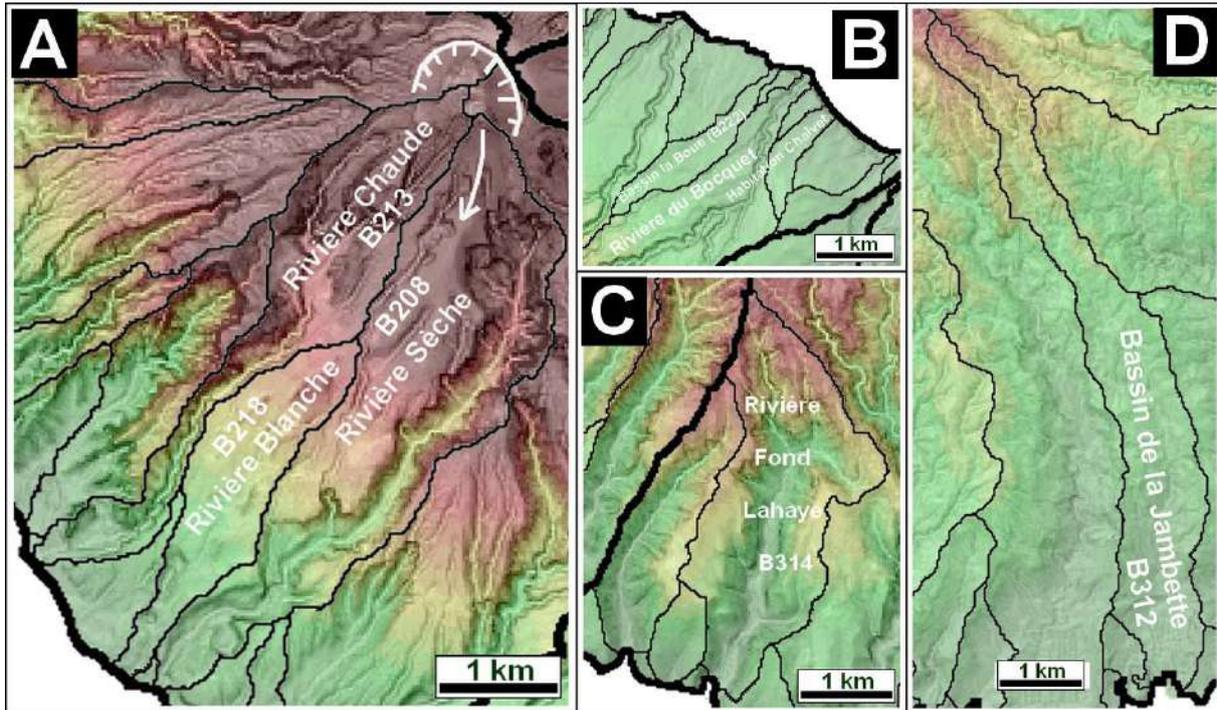


Figure 143 : quelques bassins atypiques par rapport au modèle linéaire liant l'indice d'encastement et l'indice de perchement

A l'inverse, deux bassins des Carbets présentent une anomalie positive du perchement : le bassin de Fond Lahaye (B314 Figure 143C) et de la Rivière de Fond Boucher (B316 Figure 143B). Ces vallées se singularisent par leur forte largeur au regard de la taille du bassin ce qui résulterait de captures anciennes de leur partie amont par les bassins voisins.

Le modèle linéaire utilisé en première approche doit être reconsidérer dans une vision plus large et théorique de l'évolution des formes. Les néo bassins ne peuvent comporter que des incisions étroites ne remaniant que de faible volume. Ils pourraient également se voir qualifiés d'épi bassin tant l'unité fonctionnelle hydrologique n'est qu'esquissée et encore fortement marquée par la géométrie originelle des coulées de laves et des dépôts. Pour ce cas limite initial, l'indice d'encastement doit tendre vers 0 alors que le perchement doit être proche de 100%. En considérant maintenant le cas limite de la phase à laquelle les ultimes lambeaux d'interfluves structuraux disparaissent pour laisser à des crêtes de recoupement de versant, le perchement devrait être sensiblement inférieur à 50% résultant à la fois de la disparition des replats d'interfluve et de l'élargissement des fonds de vallée. De façon corrélative, l'encastement augmente du fait de l'accentuation de la concavité du profil en long de la vallée principale et de son évaseement. Empiriquement pour les nécessités du modèle, l'indice d'encastement et l'indice de perchement seront supposés tendre respectivement vers 55% et 35%. Il est alors possible d'ajuster un modèle théorique de type log en considérant à la fois les deux cas limites et un échantillonnage de bassins versants conformes au modèle linéaire précédent (Figure 144).

Disposant d'un modèle d'évolution du perchement (Figure 144A) et de l'incision (Figure 144B) en fonction de l'encastement, une chronologie de stades d'évolution des formes de bassins peut être établie sous la forme de section-bloc avec une typologie basée sur les observations à l'échelle des massifs et des bassins au sein desquels ils se sont développés (Figure 144C). L'encastement est pris comme référence par rapport aux deux autres indices car il reflète le taux d'érosion.

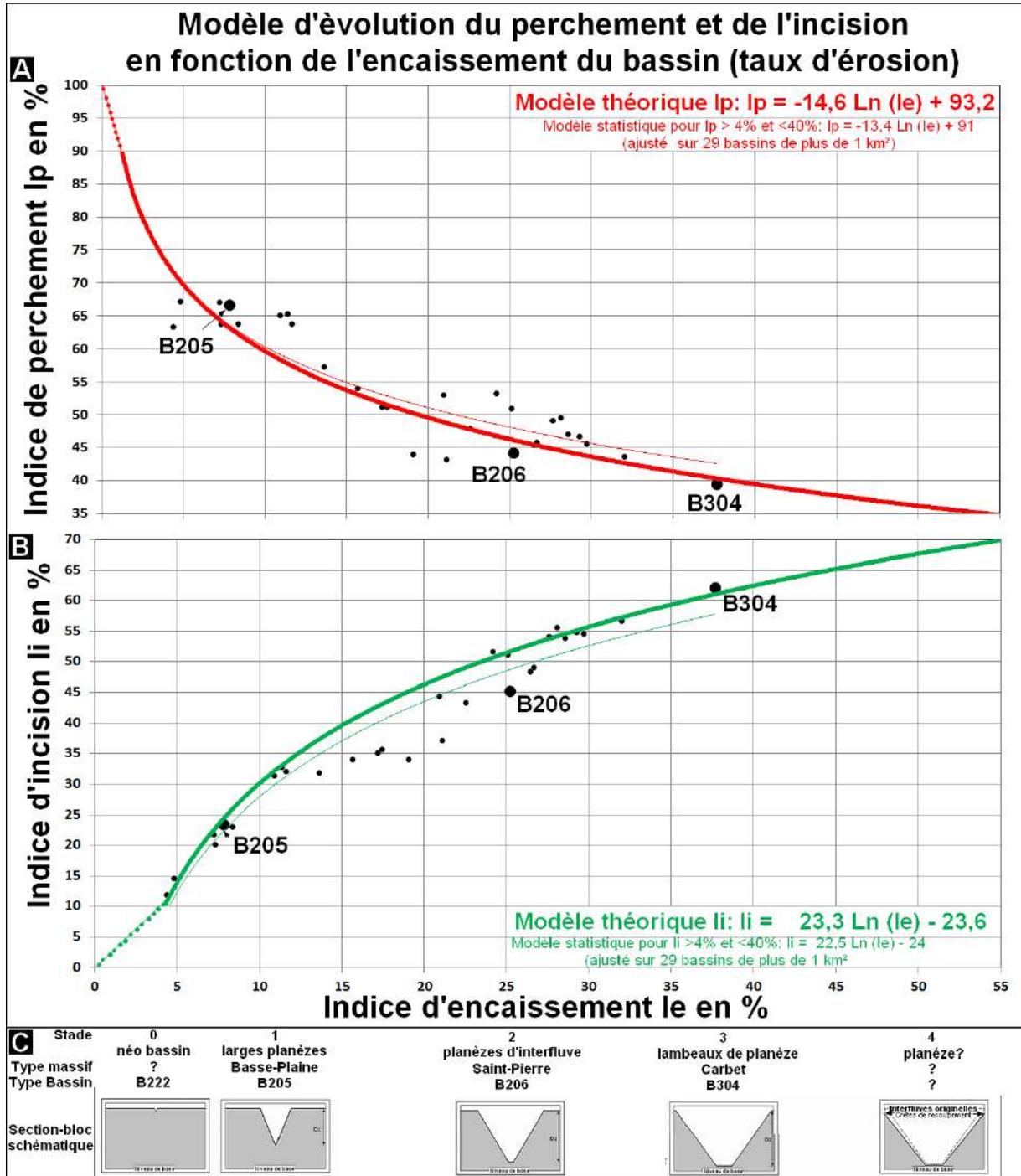


Figure 144: Modèle d'évolution théorique des formes d'interfluve sur les flancs volcaniques dérivé et calibré sur des bassins versants de la Montagne Pelée et des Pitons du Carbet

A./ Evolution du perchement en fonction de l'encaissement

B./ Evolution de l'incision en fonction du perchement

C./ Stades d'évolution des bassins et des vallées depuis le néo bassin (stade 0) jusqu'au stade où les planèzes d'interfluve ont totalement disparues (stade 5).

Ce modèle théorique peut être replacé dans le triangle ternaire EPI afin de comparer le positionnement des sous massifs et des bassins par rapport à celui-ci (Figure 145A). Hormis le sous massif de Basse-Plaine (M2e), les valeurs par sous-massifs (M2w et M3w) et pour les

bassins type (B205, B206 et B304) sont proches de ce modèle bien que l'on constate un décalage entre les deux échelles. Sur les sous-massifs, il est préférable d'utiliser les moyennes pondérées en fonction de la surface des bassins plutôt que les valeurs globales que l'on sait biaisée (voir partie méthodologique). Elles reflètent mieux la forme moyenne des bassins permettant d'évaluer la représentativité des bassins type choisis (Figure 145B). Sur ce point, le bassin du Bocquet (B205) se révèle satisfaisant comme étalon du type Basse-Pointe (M2e) alors que les deux autres bassins type ont un encaissement et une incision supérieures à ceux de leur sous-massifs respectifs. La méthode EPI permet donc de comparer des formes à diverses échelles autorisant une rationalisation du choix des sites dit représentatifs. Ce point doit être souligné car il est fréquent que la notion de « représentativité » soit quelque peu galvaudée tant les auteurs appliquent ce terme à leur terrain d'étude sans donner aucun élément tangible permettant de vérifier et de valider leurs choix. Cette critique de la pratique scientifique aussi bien en hydrologie qu'en géomorphologie se doit d'être entendue car elle est liée à la question fondamentale de l'échantillonnage, soit la question simple souvent éludée suivante: quel sous-ensemble est « représentatif » de l'ensemble auquel il appartient ? Appliqué à cette étude, il faut admettre à posteriori qu'il aurait été préférable de choisir les bassins type de Rivière Sèche (B208) et de Rivière Case-Pilote (B318) respectivement pour les sous-massifs ouest de la Montagne-Pelée (M2w type « Saint-Pierre ») et des Pitons du Carbet (M3w type « Carbet »).

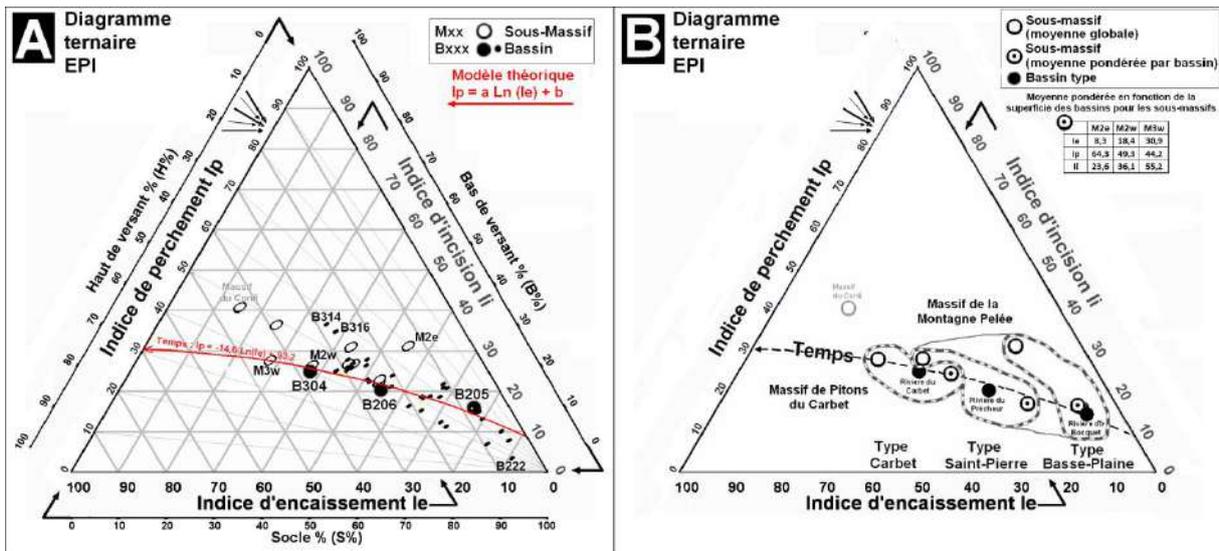


Figure 145 : diagramme ternaire EPI des sous-massifs et des bassins versants (dérivé de DB[DIS,MNT] à partir de MNT Litto3D_SEAD_5m)

La cartographie des indices EPI (Figure 146) démontre que les bassins des deux types extrêmes au sens du modèle de Basse-Plaine et du Carbet sont plus homogènes que ceux du versant ouest de la Montagne Pelée de type Saint-Pierre qui se caractérisent par un polymorphisme y compris sur les indices plus stables que sont l'encaissement (Figure 146A) et l'incision (Figure 146B). Ce fait s'interprète de la façon suivante. Le versant ouest de la Montagne Pelée est un cas intermédiaire entre par rapport aux deux autres sous-massifs pour des raisons à la fois tectonique, structurale et climatique. Les coulées volcaniques des versants est des deux édifices volcaniques se font en direction de la plaque Caraïbe en subduction alors que les vastes planètes du versant ouest de la Montagne Pelée se dirigent vers la plaque passive Atlantique avec des conséquences directes sur la pente longitudinale plus forte vers l'est que vers l'ouest cette dissymétrie ayant déjà été mentionnée précédemment. Sur les

versants occidentaux, la moindre profondeur de la surface de frottement des deux plaques induits la présence de nombreux reliefs secondaires de type cônes adventifs interférant avec les coulées venant du volcan principal. Le facteur climat pourrait laisser penser en première analyse que le versant au vent soit celui de Basse-Plaine devrait être *mutatis mutandis* plus érodé que le versant sous le vent or c'est l'inverse qui se produit. Outre le fait que l'érosion n'est pas toujours proportionnelle à la quantité de précipitations mais à leurs intensités, cette hypothèse ne tient pas car il est certain que les crues les plus violentes sont associées à des cyclones dont la puissance et l'échelle notamment pour ce qui est de l'épaisseur de la masse d'air concernée (jusqu'à la tropopause soit 11000 mètres à comparer au 1400 mètres des plus hauts sommets de la Martinique) fait que la dissymétrie sous-le-vent/au-vent des pluies ne jouent plus de ce type d'évènement. Il n'en demeure pas moins que la météorisation chimique devrait être plus forte sur le versant au vent. Inversement, l'hydroclastie soit l'alternance humectation/dessiccation ne peut être que plus fréquente sur le versant sous le vent. Ce commentaire démontre s'il le fallait que l'approche hydrogéomorphométrique en associant intimement raisonnements géomorphologique et hydrologie à toutes les étapes de la quantification des formes de terrain n'est pas qu'un épiphénomène scientifique d'ordre technique. Elle possède aussi des vertus pédagogiques permettant de s'interroger en termes précis sur le défi que constitue le polymorphisme des surfaces topographies sur une vaste gamme d'échelles emboîtées. Nombre de connaissances notamment dans la phase d'apprentissage ne sont solides que si elles procèdent d'inférences par la pratique.

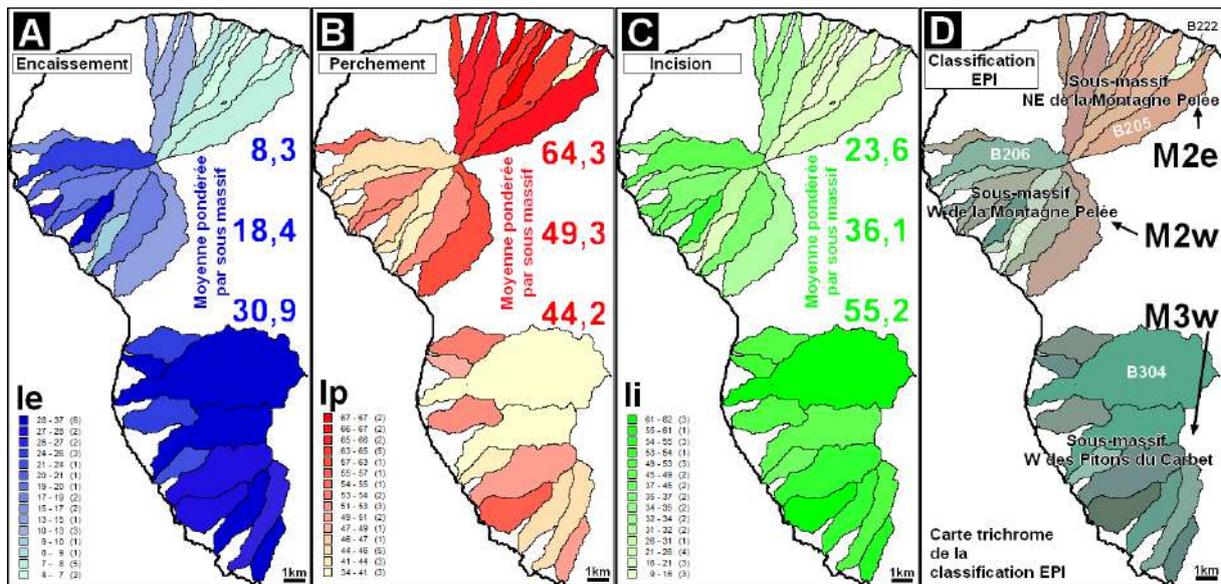


Figure 146 : Cartographie EPI des bassins versants (dérivé de DB[DIS,MNT] à partir de MNT Litto3D_SEAD_5m)

Le modèle ci-dessus se doit d'être aussi chronologique puisqu'il est appliqué à des formes apparues en plusieurs phases pendant les deux derniers millions d'année. Il s'agit donc implicitement d'un modèle évolutif. Il peut paraître surprenant que jusqu'alors la forme en plan des bassins n'est pas été évoquée. A ceci deux raisons. Dans un contexte volcanique de type éruptif, il est évident que leur allongement tend à diminuer au fur et à mesure que l'encaissement augmente avec des phénomènes de capture lorsque les planèzes disparaissent localement et que des têtes de bassin par érosion régressive parviennent à éroder les crêtes de recoupement. Pour s'en convaincre, il suffit de mettre en regard sur les cartes de la figure précédente et de comparer l'allongement des bassins du versant nord-est de la Montagne-

Pelée de type Basse-Plaine par rapport aux bassins de type Carbet du versant ouest des Pitons des Carbet. Le cas de la Rivière du Carbet (B304) est de façon manifeste issu d'une ou plusieurs captures de rivières radiales développées dans la phase initiale éruptive des Pitons du Carbet. Ainsi sa forme ramassée, mais aussi sa superficie presque double par rapport aux autres bassins, en fait le prototype d'un « vieux » bassin ... parfaitement typé avec les indices d'encaissement et d'incision les plus élevés et un perchement le plus faible.

Seconde raison, l'aspect morphométrique d'analyse de la forme projetée des limites de bassin n'a pas été détaillée et ne le sera pas car déjà amplement documentés dans la littérature aussi bien géomorphologique qu'hydrologique (i.e. indice de compacité de Gravelius, cf. Laborde 1998 pages 5 à 8). La question de la forme des bassins se devait cependant d'être mentionnée car il est déterminant d'une part pour la modélisation des crues qui sera traité ultérieurement et d'autre part pour l'évolution des profils en long de bassin. *Ceteris paribus*, un champ de captage d'écoulements superficiels (ce qu'est effectivement un bassin versant !) donnera lieu à des crues d'autant plus violentes au sens du pic de crue que sa forme sera compacte. Or la capacité érosive d'une rivière par rapport à son lit dépend de façon exponentielle de l'importance des débits de pointe ceux-ci étant les plus aptes à affouiller et remobiliser les alluvions (Henensal 1986). Il en découle le point fondamental suivant. Les vitesses d'érosion des bassins ne peuvent être constantes puisque l'évolution même de leur forme influe de façon non linéaire sur la capacité de transport et d'incision aussi bien pour les écoulements diffus sur versant (pente) que sur les écoulements concentrés en rivière (pic de crue). Le corollaire est que l'axe des encaissements des modèles ci-dessus bien que lié au temps ne peut l'être de façon proportionnelle. Les lames moyennes érodées annuelles pour peu que soient datées les surfaces structurales initiales ne peuvent donc être que des ordres de grandeur.

Cette réserve faite, le tableau factoriel ci-dessous (Table 9) tente de faire un bilan indicatif de l'érosion sur les sous massifs considérés.

Tableau 9 : Bilans et facteurs d'érosion par sous massifs.

Tableau factoriel de l'érosion par sous massif	Pendage vers plaque Caraïbe Versant sous le vent	Pendage vers plaque Atlantique Versant au vent																				
Montagne Pelée Âge ~ 300 000 ans	<p>Sous massif "Saint-Pierre" (M2w)</p> <p>Lame érodée = 94 mètres</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>Nb Bassins</th> <th>km²</th> <th>le</th> <th>lp</th> <th>li</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>11</td> <td>38,5</td> <td>18,4</td> <td>49,3</td> <td>36,1</td> </tr> </tbody> </table> <p>Lame érodée annuelle = 0,31 mm/an ?</p>	Nb Bassins	km ²	le	lp	li	11	38,5	18,4	49,3	36,1	<p>Sous massif "Basse-Plaine" (M2e)</p> <p>Lame érodée = 30 mètres</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>Nb Bassins</th> <th>km²</th> <th>le</th> <th>lp</th> <th>li</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>10</td> <td>32,4</td> <td>8,3</td> <td>64,3</td> <td>23,6</td> </tr> </tbody> </table> <p>Lame érodée annuelle = 0,10 mm/an ?</p>	Nb Bassins	km ²	le	lp	li	10	32,4	8,3	64,3	23,6
Nb Bassins	km ²	le	lp	li																		
11	38,5	18,4	49,3	36,1																		
Nb Bassins	km ²	le	lp	li																		
10	32,4	8,3	64,3	23,6																		
Massif des Pitons du Carbet Âge ~ 2 000 000 ans	<p>Sous massif "Carbet" (M3w)</p> <p>Lame érodée = 160 mètres</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>Nb Bassins</th> <th>km²</th> <th>le</th> <th>lp</th> <th>li</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>11</td> <td>65,8</td> <td>30,9</td> <td>44,2</td> <td>55,2</td> </tr> </tbody> </table> <p>Lame érodée annuelle = 0,08 mm/an ?</p>	Nb Bassins	km ²	le	lp	li	11	65,8	30,9	44,2	55,2	<p>Sous massif du Morne Jacob</p> <p>Non traité</p>										
Nb Bassins	km ²	le	lp	li																		
11	65,8	30,9	44,2	55,2																		

Le fait saillant de cet aperçu synthétique sur les bilans et les facteurs de l'érosion est que les deux paysages de Basse-Plaine (M2e) et du Carbet (M3w) auraient des lames érodées annuelles identiques de 0,1 mm/an avec l'hypothèse d'un taux d'érosion constant dans le

temps. Le versant occidental de la Montagne Pelée (M2w) connaîtrait en revanche une vitesse d'érosion trois fois plus rapide de l'ordre de 0,3 mm/an. En se ramenant à des volumes, ces chiffres correspondent à des valeurs comprises entre 10 et 30 m³/hectare/an soit environ 15 à 50 tonnes/ha/an. Ces ordres de grandeur cadrent avec les mesures faites en milieu tropical humide : 0,073 mm/ha/an au Cameroun (8°N, 1400 mm/an sur 6 mois, forêt claire, modelé collinaire, Brabant 1998), 22 t/ha/an (Rwanda, pente 45%, Moeyersons 2004), 16 t/ha/an (sous forêt climax de montagne, Trinidad, Bell 1973 cité par El swaify et Al. 1982). Ce point ne sera pas discuté plus avant ici. Seul le taux de dénudation important du versant ouest de la Montagne Pelée mérite d'être commenté car soit il remet en cause la méthode d'estimation hydrogéomorphométrique soit il est symptomatique d'une erreur dans la datation soit ce qui est plus probable qu'il reflète des conditions particulières favorisant une érosion plus forte. Le versant Saint-Pierre est encore actif comme en témoigne le nom même de la Montagne Pelée (volcan dénudé lors de l'arrivée des premiers colons au XVII^{ème} siècle), la présence de coulées récentes comme celle de la Rivière Blanche et les événements pyroclastiques ou magmatiques du XX^{ème} siècle (nuées ardentes de 1902, éruptions de 1929). Certes cette activité apporte de nouveaux volumes mais elle pourrait contribuer significativement à la déstabilisation chronique des versants et des formations superficielles tout en ayant des effets dévastateurs sur la couverture forestière. Ce ne sont que quelques hypothèses permettant de comprendre le contraste entre les deux versants de la Montagne Pelée en termes de modelé et d'érosion.

Le même type traitement est appliqué à des sous bassins ou de simples ravines de versant mais suppose un commentaire spécifique adaptée à l'échelle de ces unités et au fait qu'elles ne sont liées au processus morphogéniques d'ensemble que par le niveau de base local de bas de versant. La démarche diffère sur quelques points

Alors que les distances aux sommets ont été utilisées pour les formes qui précèdent DB[DIS,MNT] calculées à partir de MNT de résolution de 25 mètres, il faut en ce cas avoir recours aux distances hydrologiques à l'exutoire DB[DBV,MNT] dérivées de MNT décimétriques voire métriques. A l'échelle locale de forme moins complexe dans un contexte morpho structure plus homogène, certaines hypothèses favorables à l'estimation des volumes des bassins s'avèrent mieux fondées en particulier l'altitude équivalente des deux interfluves latérales au drain principal. S'agissant d'unités peu étendues, la question de l'échantillonnage des formes se pose avec plus d'acuité. Une forme de un hectare par exemple ne représente qu'une centaine de mailles sur un MNT métrique ce qui peut rendre erratique le résultat (voir partie méthodologique). Ces différences doivent être connues sans pour autant que les ordres de grandeurs des résultats ne puissent être comparés entre les deux échelles. Les figures 147 et 148 démontrent sur les bassins de référence pour une résolution de 5 mètres du MNT que les indices hydrogéomorphométriques EPI varient dans une faible mesure en fonction de la métrique utilisée.

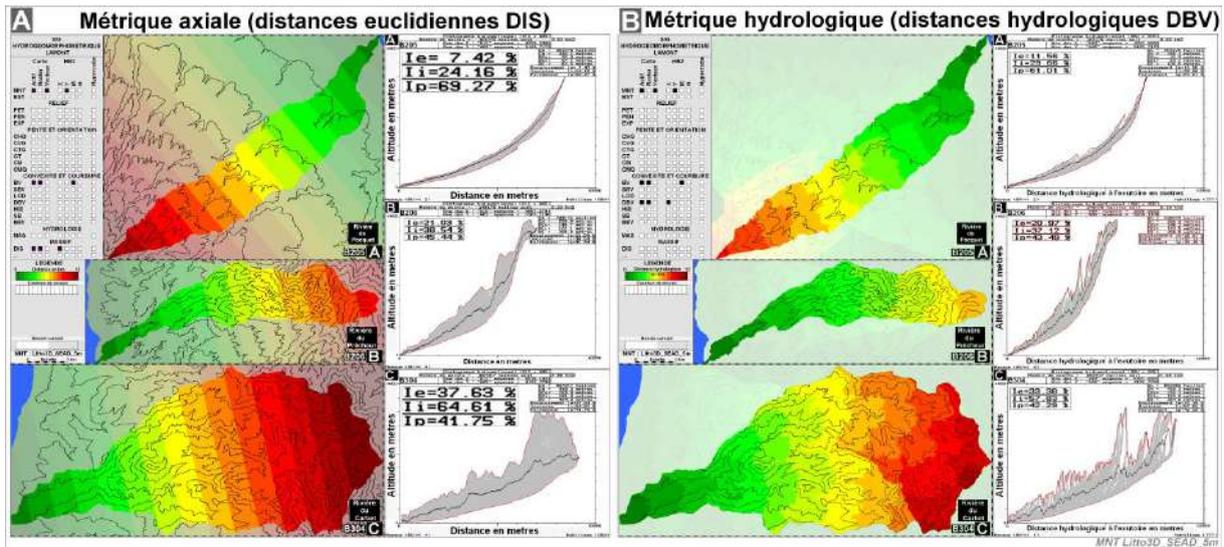


Figure 147 : Diagrammes bidimensionnels Distances x Altitudes sur les 3 bassins de références avec calcul des indices EPI (dérivé du MNT Litto3D_SEAD_5m)
 A./ En fonction d'une métrique axiale (distances euclidiennes axiales x altitudes DB[DIS,MNT])
 B./ En fonction d'une métrique hydrologique (distances hydrologiques à l'exutoire x altitudes DB[DBV,MNT])

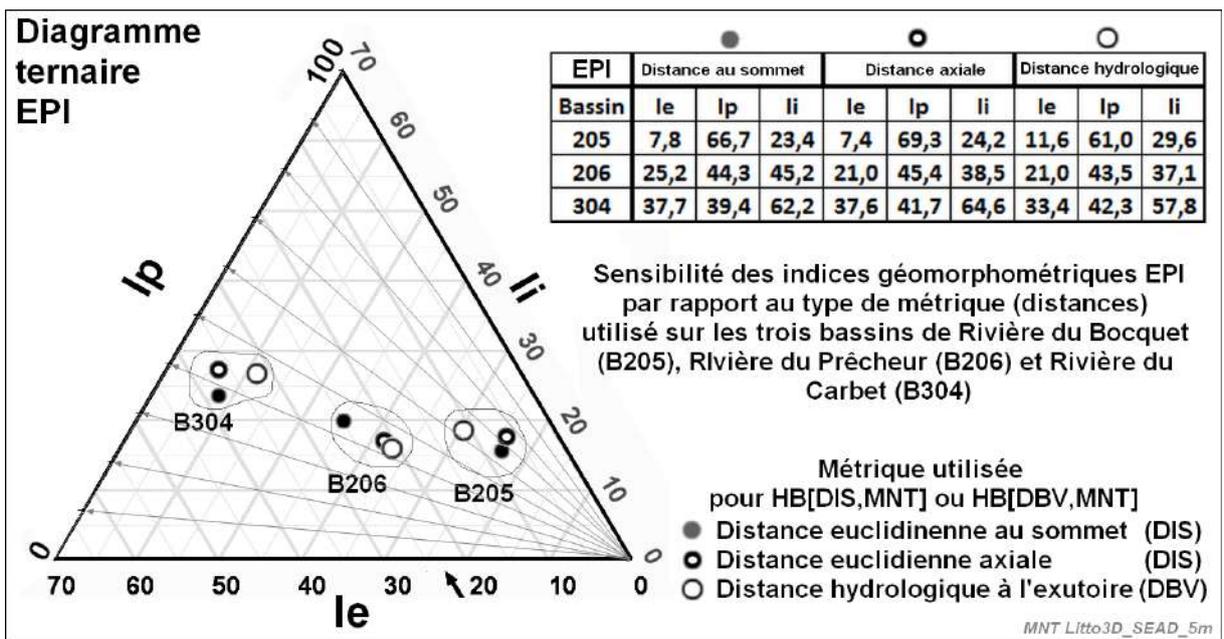


Figure 148 : estimation de la sensibilité des indices hydrogéomorphométriques EPI en fonction de la métrique utilisée sur l'exemple des trois bassins type de référence

Application à l'échelle de sous bassins :

Dans la continuité de l'étude sur les grandes unités, les sous-bassins et ravines seront sélectionnées sur les trois bassins type retenus afin d'étudier l'évolution des formes locales en fonction de l'âge des bassins (Figure 149). Le modelé des formes tel que rendu par le MNT Litto3D natif à 1 mètre de résolution rend compte des contrastes observables à cette échelle avec des éléments de planèze clairement identifiable sur les bassins B206 (Figure 149B1) et B304 (Figure 149C) dont la physiographie est proche pour ne pas dire identique à celle du

bassin du Bocquet marqué par l'omniprésence des surfaces structurales sur les interfluves (Figure 149A).

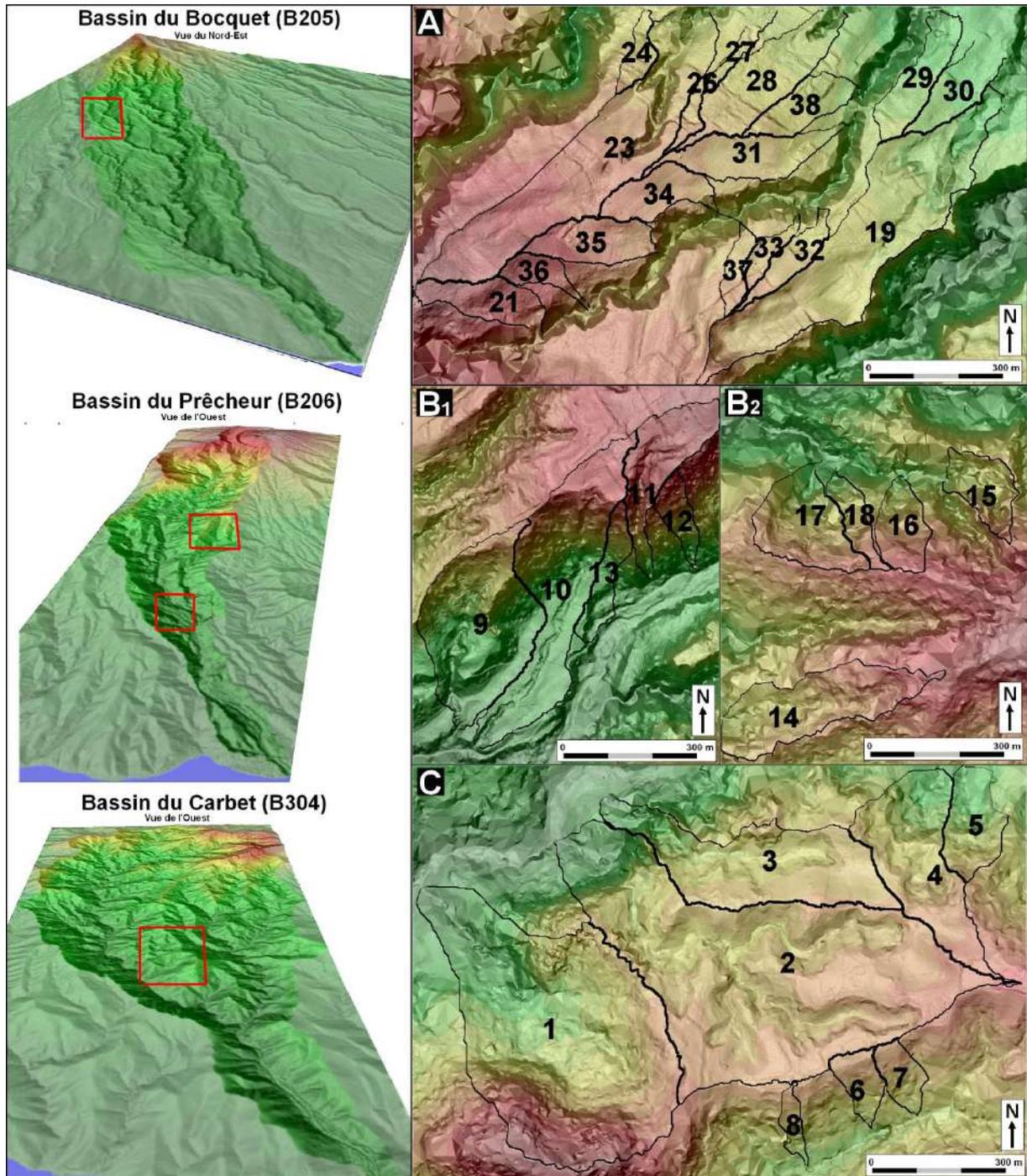


Figure 149 : sous-bassins et ravines sélectionnés sur les zones test des trois bassins de référence (MNT Litto3D pleine résolution)

L'échelle des unités sélectionnées est de 3 à 28 hectares pour les sous-bassins et de 0,5 à 2,7 hectares pour les ravines (Tableau 10). La longueur hydrologique moyenne des 23 ravines considérées est de 428 mètres pour une largeur moyenne de 35 mètres. Le commandement transversal moyen des crêtes d'interfluve par rapport au drain principal (DZ) est de l'ordre de 15 mètres pour les sous-bassins et 5 mètres pour les ravines. Quelques unités se signalent par

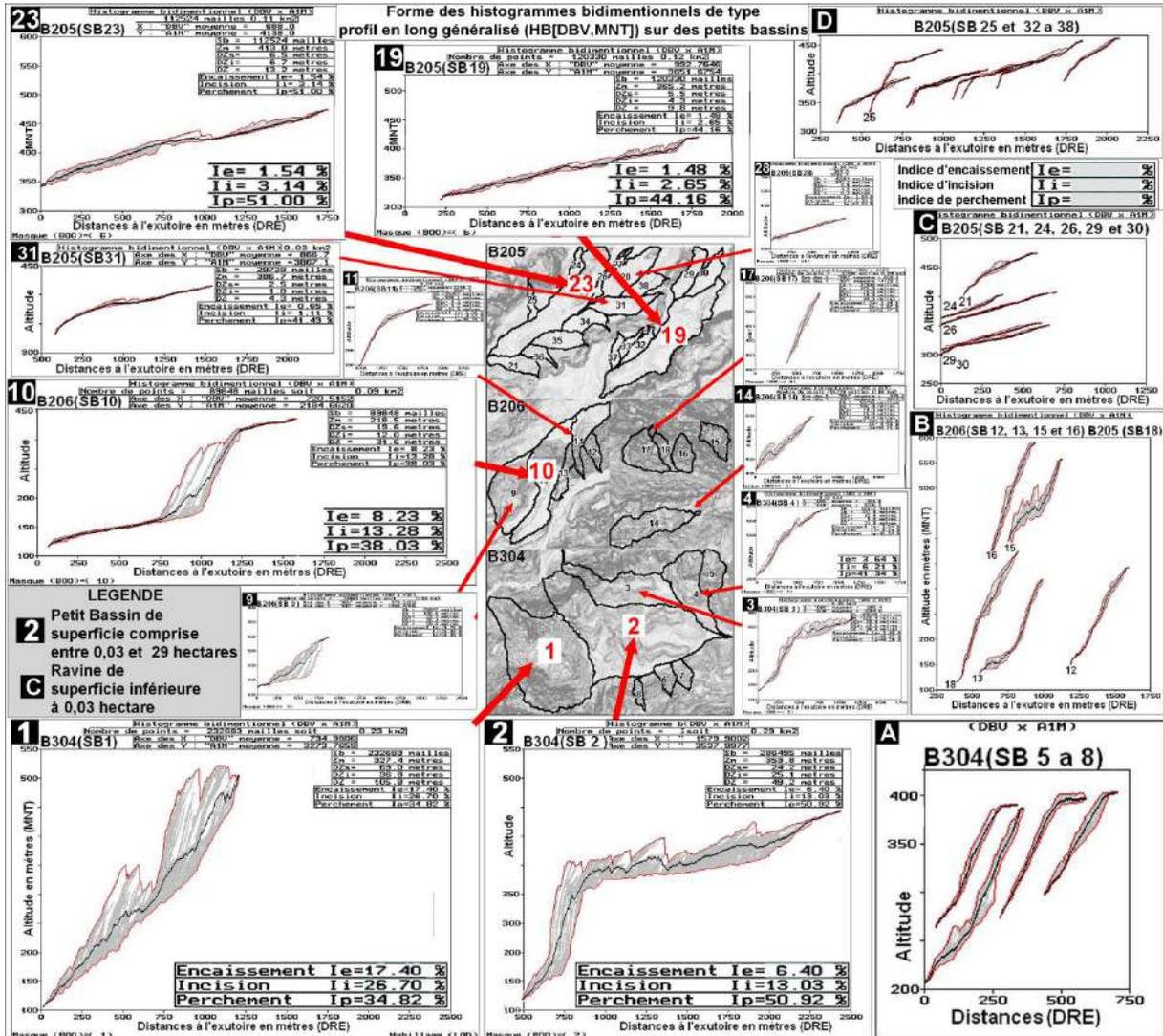


Figure 150 : Profils en long généralisés (DB[DBV,MNT]) et indices hydrogéomorphométriques sur des petits bassins versants (0,03 à 29 hectares) et des ravines (<0,03 hect.) sélectionnées sur les zones test des bassins des rivières du Bocquet, du Prêchœur et du Carbet (dérivé du MNT Litto3D en pleine résolution de 1 mètre)

Graphiques 1 à 31/ diagramme bidimensionnel (DB[DBV,MNT]) et indices géomorphométriques par petit bassin de superficie comprise entre 0,03 et 29 hectares.

Graphiques A à D/ diagramme bidimensionnel (DB[DBV,MNT]) de ravines de superficie inférieure à 0,03 hectare.

Applications à l'échelle des ravines :

L'application de la méthode EPI à ce type d'objets liés au niveau de base de bas de versant donne des résultats forts différents de celui des bassins versants contrôlés par le niveau de base général. Le perchement est faible comparé à l'encaissement si bien que tous ces objets sont en dessous des valeurs prévues par le modèle calibrer sur les bassins versants (figure 151). Deuxième constat, une forte variabilité des formes y compris sur des formes voisines géographiques comme cela a déjà été observés pour les sous-bassins Le Seau et de La Croix. En ce cas, il serait illusoire de vouloir définir un modèle d'ensemble, chaque entité étant liée à des conditions morpo structurales locales. Autre élément, les courbes enveloppes

sont celles de la forme générale des surfaces reliant les principaux interfluves aux thalwegs principaux et non les surfaces enveloppes structurales de la forme originale du versant.

Ces observations permettent de souligner un point fondamental dans la définition de sous-unités hydrologiques. Les bassins versants complets sont des unités objectives qui ne supposent pas un choix arbitraire pour leur exutoire en mer. Les sous-unités hydrologiques procèdent en revanche d'un choix qui peut introduire des biais dans les résultats

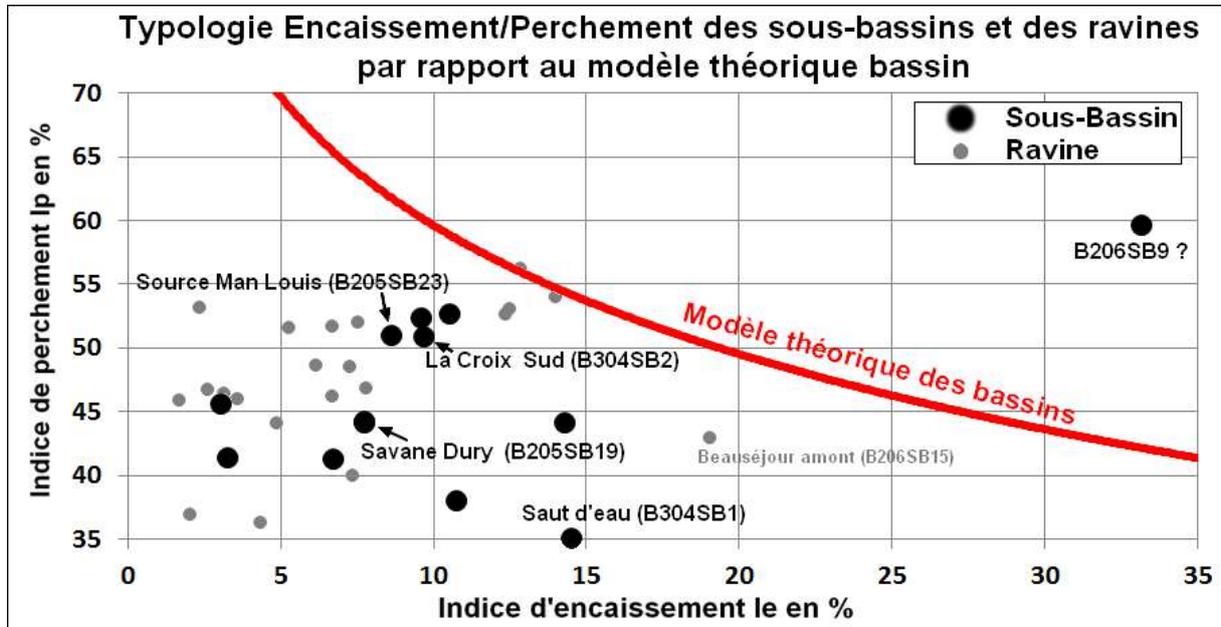


Figure 151 : Typologie Encaissement/Perchement à l'échelle des sous bassins et ravines comparé au modèle théorique établi à l'échelle des bassins versants

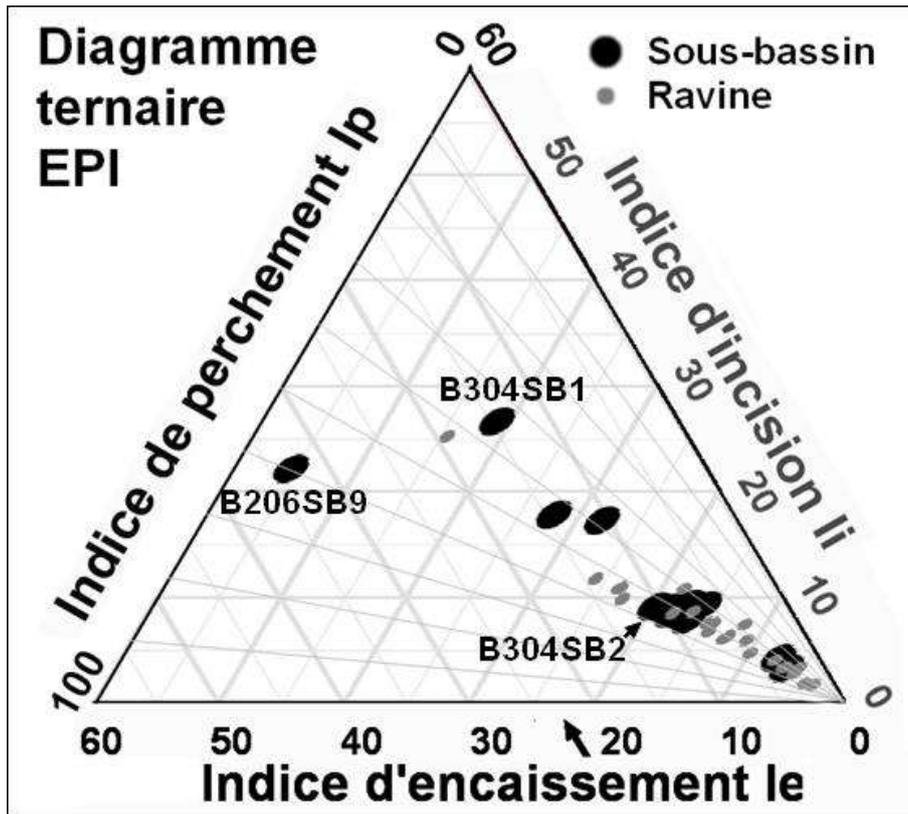


Figure 152 : diagramme ternaire EPI des sous bassins et ravines

L'exemple du sous bassin de case Coquéran (B206SB9) illustre parfaitement le propos. Ce bassin constitue une anomalie au sens statistique de la classification EPI comme le montre les figures 151 et 152; il présente le perchement le plus faible et les plus forts encassements et incision. Qu'en est-il de ce « monstre » ? Son exutoire est juste à l'aval d'une confluence entre le bras est de basse altitude drainant un glacis de plaine et l'autre bras ouest drainant le talus rejoignant la planèze d'interfluve (Figure 153A). Le fort perchement ainsi que les caractéristiques des autres indices de ce sous bassin procèdent de la combinaison de ces deux unités différentes. La méthode EPI est applicable sur le bras ouest (Figure 153B) mais pas sur le bras est (Figure 153C) car le bassin les deux rives du drain principale sont totalement dissymétriques (Figure 153D) comme cela est clairement visible sur la vue en perspective de la Figure 154B. On notera que le bassin voisin du Morne Gibouin présente également un profil en long atypique avec notamment le même glacis de pente 8% et une dissymétrie des deux rives.

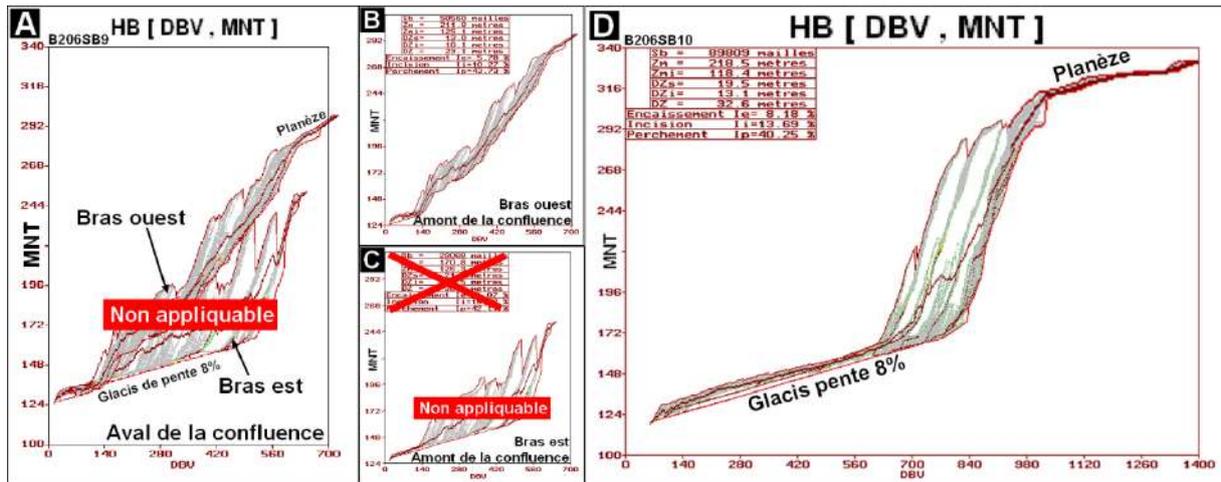


Figure 153 : Profils en long généralisé (DB[DBV,MNT]) des deux sous bassins de Case Coquérán (B206SB9) et du Morne Gibouin (B205SB10) (MNT Litto3D pleine résolution)

La carte de la figure 154A et la vue en perspective de la figure 154B signale la présence de paléo écoulements pouvant expliquer les caractéristiques particulières de ces sous bassins soit par la forme de leur profil en long généralisé (Morne Gibouin) soit par leurs indices (Case Coquérán). Le cas de ces deux sous-bassins démontre les limites de la méthode EPI qui suppose des bassins versants dont les interfluvés sont symétriques ce qui n'est manifestement pas le cas. De ce fait, les indices EPI calculés et les sections-bloc qui pourraient être établis à partir de ceux-ci ne peuvent rendre compte de leurs caractéristiques propres. En revanche, il est remarquable que l'atypisme du sous bassin de Case Coquérán révélé par la méthode EPI permette de signaler des contextes particuliers peu fréquents voire unique sur l'île.

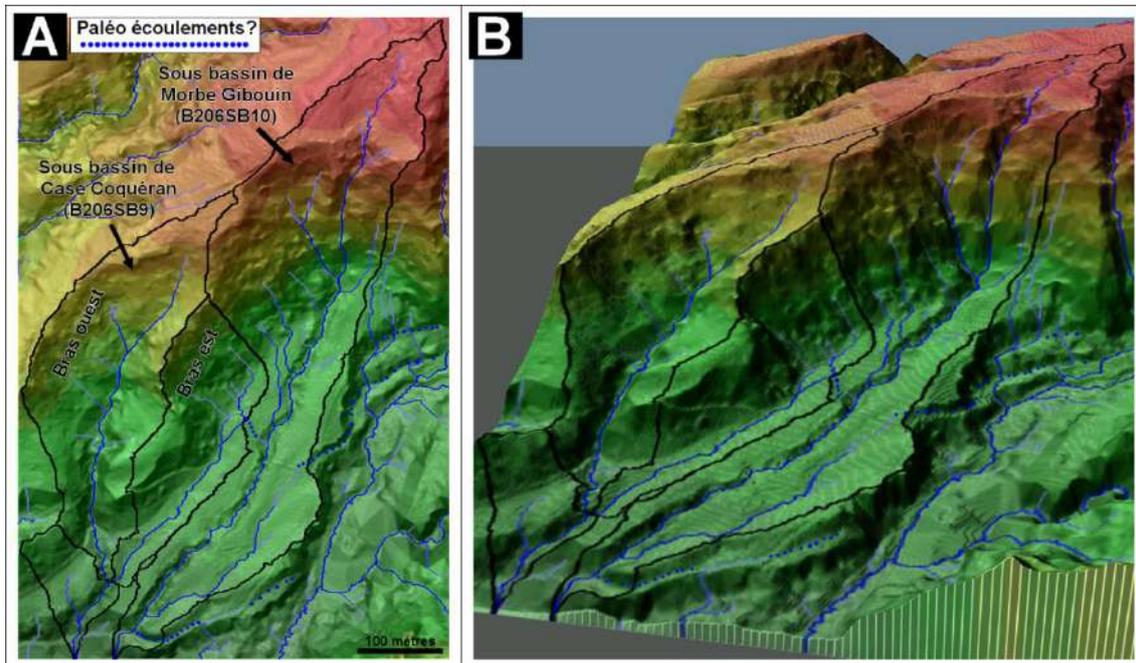


Figure 154 : Anomalie du sous bassin de Case Coquérán et paléo écoulements (MNT Litto3D pleine résolution)

A l'inverse des précédents, les sous bassins du Saut de l'eau, et les sous bassins drainant le plateau d'interfluve de La Croix sont représentatifs des cas les plus fréquemment observés

(Figure 155). La vallée du Seau d'Eau est largement évasée avec une forme de bassin et un réseau de talweg rappelant un éventail. La partie amont des sous bassins de La Croix ramènent à des modèles observés sur le versant Est de la Montagne Pelée avec des vallons dominés par des lambeaux de Planèze notamment sur le sous bassin Sud de La Croix.

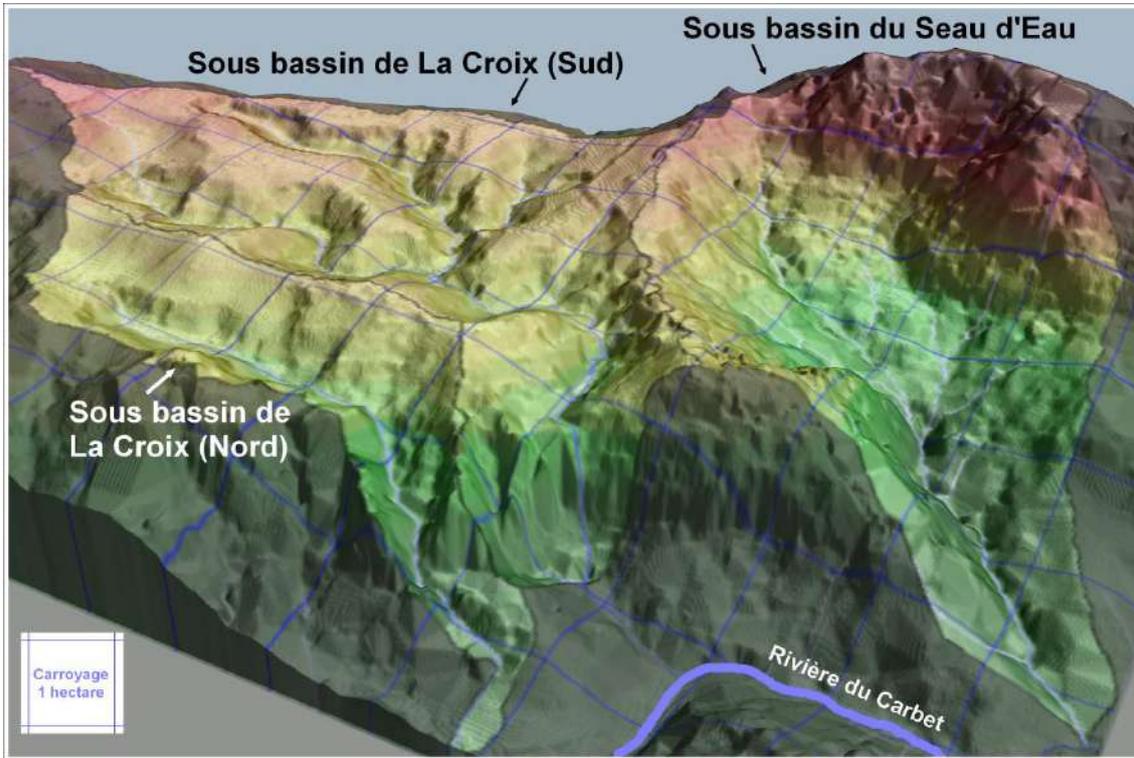


Figure 155 : diversité des modèles des sous bassins autour du plateau d'interfluve de La Croix (MNT Litto3D pleine résolution)

La forme des profils en long reflète le contraste entre les deux types de sous bassins fortement incisé et faiblement perché dans le cas du Seau d'Eau (Figure 156 C) alors que c'est l'inverse pour La Croix Sud (Figures 156A et B). Le sous bassin de la Croix Nord a les mêmes caractéristiques que sont voisins du Sud si ce n'est que le perchement y est plus faible du fait que la surface des planèzes n'est plus présente que sur les crêtes d'interfluve.

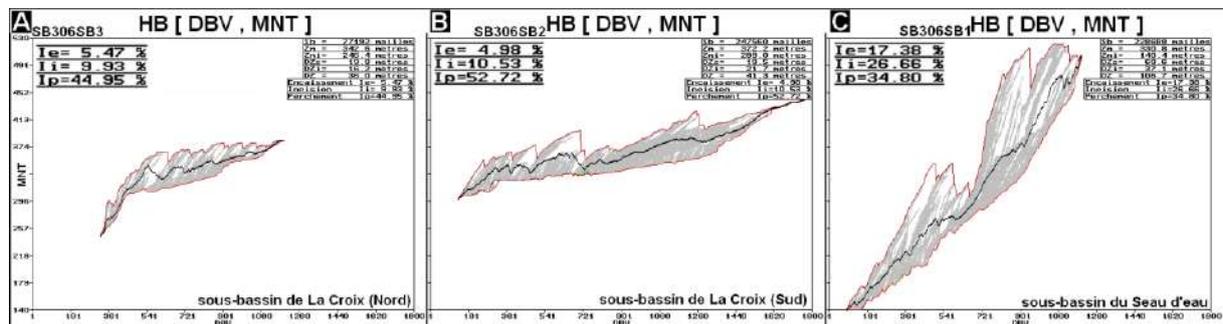


Figure 156 : Profils en long généralisé (DB[DBV,MNT]) des sous bassins de La Croix Nord (B304SB3) et Sud (B304SB2) et du Seau d'Eau (B304SB1) (MNT Litto3D pleine résolution)

Cet aperçu d'ensemble de l'application de la méthode EPI depuis les grands bassins versants jusqu'aux ravines souligne qu'il faut être vigilant sur l'interprétation des résultats qui dépendent de l'échelle des formes et des limites d'application telles qu'illustrées sur le cas du bassin de case Coquéran. La méthode EPI couplée avec la nouvelle génération de MNT

métrique ouvrent cependant des perspectives permettant de formaliser de façon plus précise les modèles fluviaux autour d'indicateurs simples et universels. Toutefois, cette méthode se doit d'être articulée avec d'autres permettant d'une part de définir les réseaux de thalwegs et les formes de versant s'y raccordant, ceci sur une base statistique.

3.5 La question de l'initiation des thalwegs :

Un des points essentiels de l'apport des MNT tient à la possibilité qu'ils offrent d'étudier précisément la façon dont apparaissent les thalwegs en fonction de critères comme la surface drainée ou la longueur de drainage. Dans la partie méthodologie, les diverses possibilités ont été explorées notamment dans le cadre de la méthode SMART (Seuil Moyen d'Apparition d'un Réseau de Thalwegs) si bien que seules ici seront considérées en priorité les seuils établis en combinant les longueurs de drainage (LOD) et les convexités horizontales (CHG). L'étude se bornera également à comparer les trois bassins versants principaux des Rivières du Bocquet, du Prêcheur et du Carbet ainsi que trois sous bassins de cette dernière à savoir le Saut de l'Eau et les sous bassins de La Croix déjà détaillés précédemment. Le MNT de référence sera celui de 5 mètres (Litto3D_SEAD_5m) car celui en résolution métrique est fortement affecté par des artefacts susceptibles de bruite le signal en particulier pour le calcul des courbures de terrain. Nous verrons cependant que ce problème reste marginal pour peu que l'échantillonnage de mesure soit suffisant étant appliqué sur des unités suffisamment étendues ce qui est le cas pour les sites sélectionnés de l'ordre de la dizaine de km² pour les bassins versants et de la dizaine d'hectares pour les sous bassins. En revanche à l'échelle d'un drain, les valeurs de courbures et de pentes en pleine résolution sont fortement bruitées. Les résultats à l'échelle de l'ensemble de la Martinique à partir de MNT hectométriques seront présentés ultérieurement dans le cadre de la comparaison des îles des Petites Antilles avec le MNT SRTM.

Avant d'utiliser des méthodes statistiques, il est pertinent d'observer de façon empirique l'apparition des têtes de thalwegs sur quelques cas précis. Les figures 157 et 158 sur l'exemple de diverses vallées des massifs de la Montagne Pelée et des Pitons du Carbet démontrent l'intérêt d'un MNT de résolution 5 mètres en ce domaine. En avançant a priori l'hypothèse fonctionnelle qu'un talweg apparaît lorsque la surface drainée SBV est de l'ordre de 2 hectares et la longueur de drainage 200 mètres, chaque tête de vallon peut être mise en regard avec ces deux critères. Ces seuils peuvent s'avérer satisfaisants (« Ok » sur les cartes) où incorrects parce qu'ils sont supérieurs (« + » sur la carte) ou inférieurs (« - ») la valeur observée. Certaines têtes de vallon sont conformes à l'hypothèse pour les deux critères (Cartes B2, C2 ainsi que le vallon de La Croix Nord des cartes C1 des figures 157 et 158). A contrario, la tête de vallon des cartes A1 sur le versant Est de la Montagne pelée signale que le seuil d'apparition présente des valeurs sensiblement plus fortes à la fois pour la surface drainée et la longueur de drainage en l'occurrence 5 hectares et 500 mètres. Plus fréquemment, les têtes de vallon sont liées à des surfaces drainées et des distances de drainage plus faibles qui peuvent être de l'ordre de 1 hectare et de 100 mètres comme par exemple ceux des cartes B1 ou celui du vallon sud de La Croix Sud des cartes C1. Cette analyse démontre s'il le fallait que les seuils critères hydrogéomorphométriques ne sont pas déterminant pour déterminer de façon strict l'apparition d'une forme de thalweg. A cela, plusieurs raisons ; le bassin hydrologique peut ne pas correspondre au bassin versant en fonction des propriétés des nappes souterraines ; certaines formes peuvent être fossiles notamment lorsque les planèzes sont érodées, tronquant la partie amont des vallées alimentant les rivières ; évidemment la lithologie et la tectonique bien que les exemples considérés correspondent à des contextes morpho structuraux analogues ; enfin le facteur temps. Ces études de cas conduisent à la fois à relativiser la notion de « moyenne » propre à une

démarche statistique tout en indiquant son intérêt dans la détermination de tendance ou plus précisément d'un « signal » permettant de dégager des lois plus générales.

Ces observations et remarques nous amènent à reconsidérer la notion de thalweg qui est assez évidente sur les modelés fluviaux purs tels qu'on peut en rencontrer dans la partie sud de l'île où les formes structurales originelles ont quasiment disparues. Dans le cas des exemples précédents, il y a d'une part les vallons témoignant d'une érosion régressive et d'autre part à l'amont des formes plus souples et évasées dont la légère concavité à peine sensible sur le terrain ménagent des encoches dans le modelé des interfluves. Ces formes discrètes non détectables sur les cartes à grande échelle ou les MNT hectométriques peuvent être observées en différents lieux que ce soit sur la Montagne Pelée ou le massif des Pitons du Carbet (respectivement Cartes A1 et C1 des figures 157 et 158). Ce point sera repris ultérieurement en particulier lors de l'analyse du modelé des planèzes d'interfluve du plateau de La Croix à partir du MNT Litto3D pleine résolution. Il faut noter enfin que partant de cette observation presque toutes les mailles peuvent être considérées comme drainante au sens des écoulements concentrés (« mailles rivière ») pour les MNT hectométrique ce qui est important pour la modélisation distribuée des crues extrêmes.

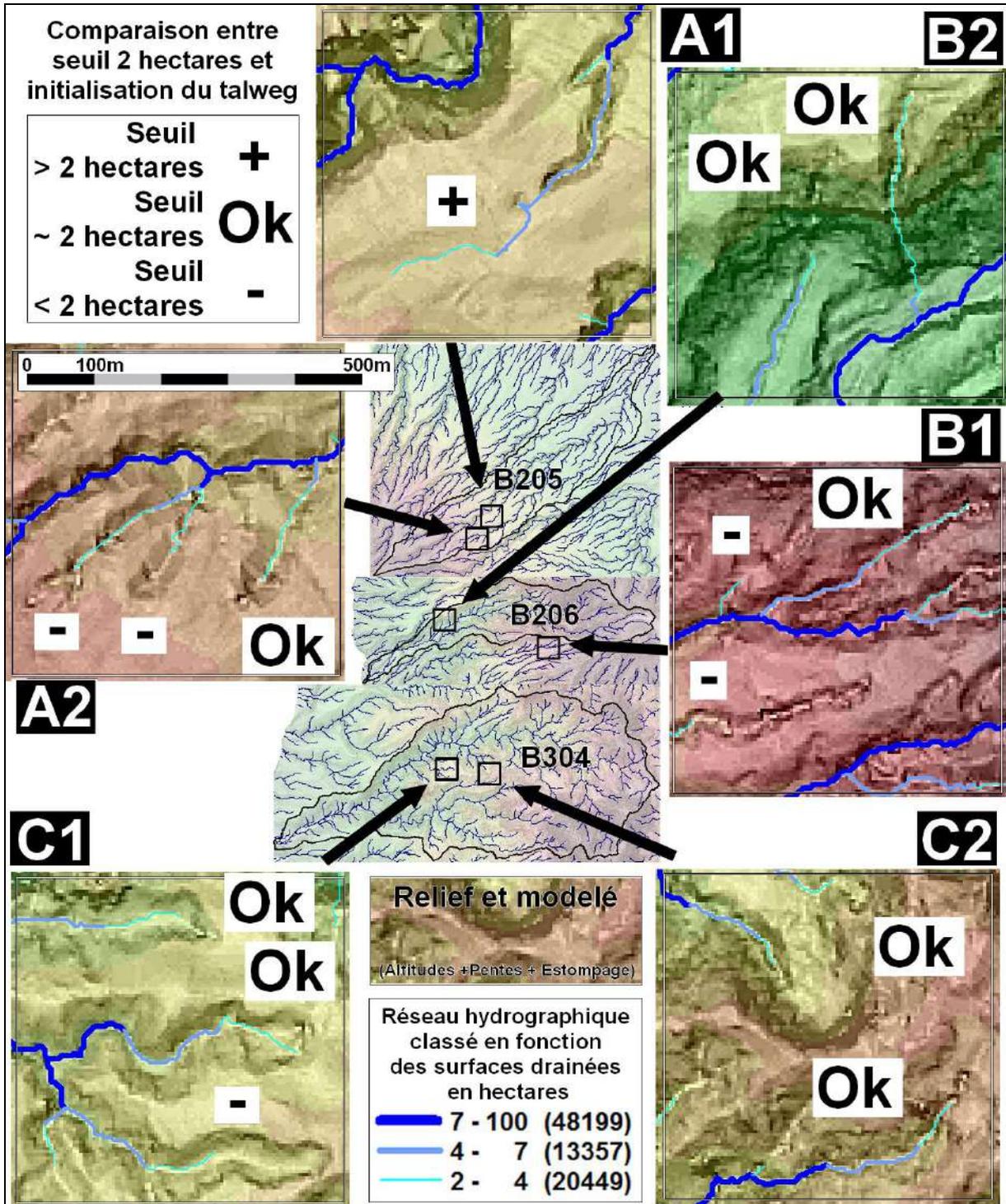


Figure 157: talwegs et surfaces drainées (SBV) (dérivé du MNT Litto3D_SEAD_5m)

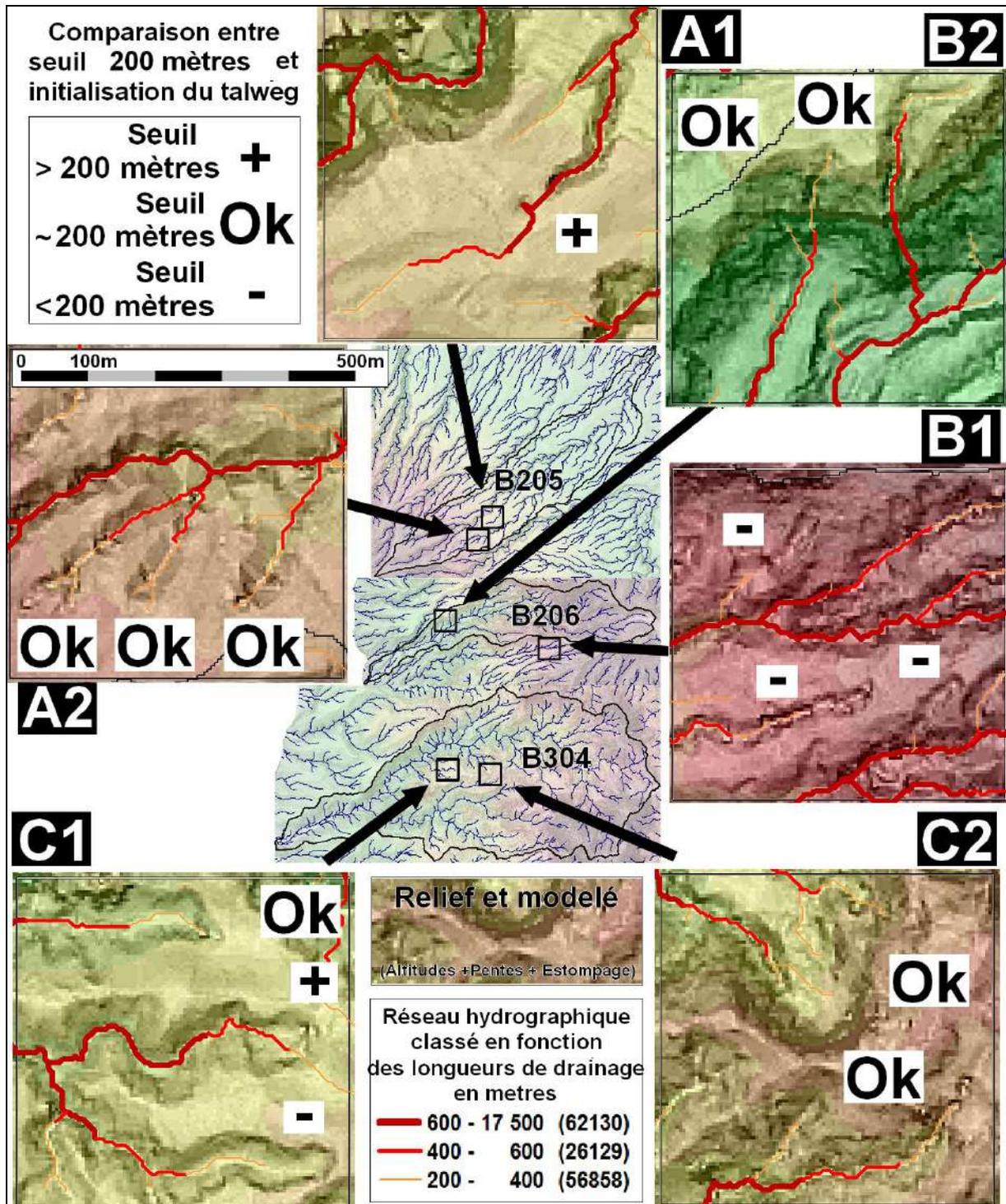


Figure 158 : talwegs et longueurs de drainage (LOD) (dérivé du MNT Litto3D_SEAD_5m)

La méthode SMART couplée avec son complément SLP sera appliquée à plusieurs échelles emboîtées afin de tester la sensibilité du seuillage des talwegs en fonction de la taille des objets :

- Echelle des 3 bassins de références (environ 10 km², voir figure 138),
- Echelle des zones test de ces bassins (1 km², voir figure 149),
- Echelle des ravines élémentaires de ces zones test (0,1 km², voir figure 150).

Pour mémoire, le seuil d'apparition des talwegs sera déterminé à toutes ces échelles à partir des courbes hydrogéomorphométriques dérivés des DB combinant d'une part les surfaces drainées (SBV) et les longueurs de drainage (LOD) avec d'autre part les convexités horizontales (CHG). Le MNT Litto3D_SEAD_5M de 5 mètres de résolution sera utilisé afin de s'affranchir de l'effet des artefacts en pleine résolution.

Seuils sur les trois bassins de références (~10 km²):

La figure 159D indique qu'un seuil général de surfaces drainées (SBV) de 7 hectares est commun aux 3 bassins. De même, la figure 160D signale un seuil de 600 mètres pour les longueurs de drainage (LOD) pour les trois bassins. Les unités drainantes en amont de ces seuils sont donc de la taille des « ravines » précédemment étudiées avec une forme allongée de l'ordre de 500 mètres (les 600 mètres de longueur hydrologique de drainage étant supérieurs à la longueur du grand axe) pour une largeur de 140 mètres. En aval de ces seuils, la stabilisation des courbures concaves indique la dominance des formes de vallée. On observe d'autres seuils de l'ordre de 2 à 3,5 hectares et de 200 à 300 mètres par la méthode SLP sur les trois bassins (Figures 159A, B et C et figures 160 A, B et C). Ces seuils peuvent être mis en relation avec les ravinements ou les vallons d'érosion régressive déjà observé. Sur cette base, des valeurs de 2 hectares et 200 mètres peuvent être considérées comme satisfaisante puisqu'il y a cohérence entre l'observation de quelques cas et les moyennes obtenues sur des bassins versants de plusieurs dizaines de km² comportant plusieurs centaines de ravines élémentaires. Bien que les différences entre les trois bassins soient peu marquées, la Rivière du Bocquet se singularise par l'importance des planètes d'interfluve. Elles présentent une concavité plus marquée à surface et longueur drainées égales que les deux autres bassins notamment par rapport au bassin de la Rivière du Prêcheur.

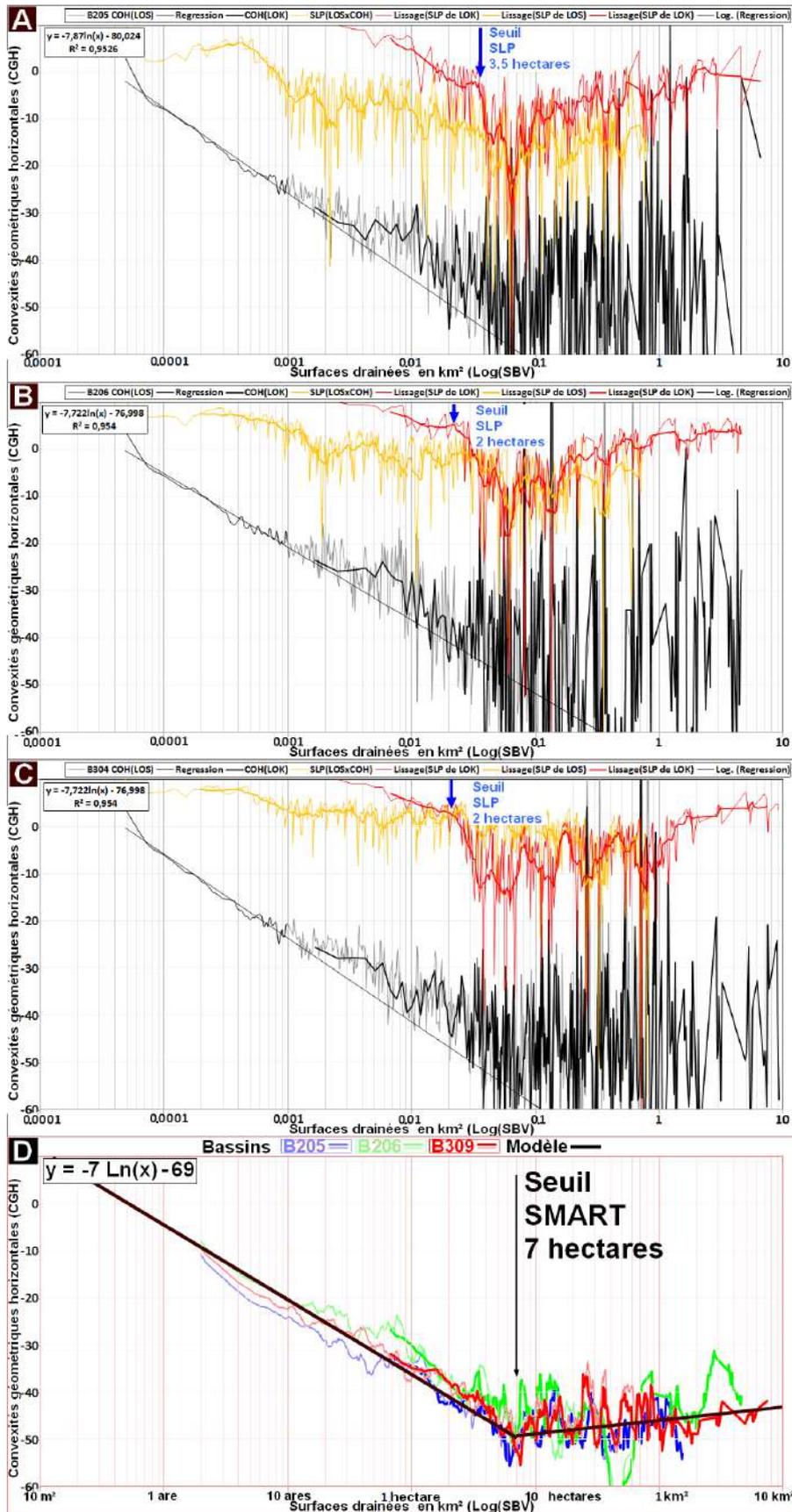


Figure 159: Seuillage du réseau hydrographique par la méthode SMART à partir des diagrammes bidimensionnels surfaces drainées x convexités géométriques horizontales (DB [Log(SBV),COH]) sur les 3 bassins (dériver du MNT Litto3D_SEAD_5m)

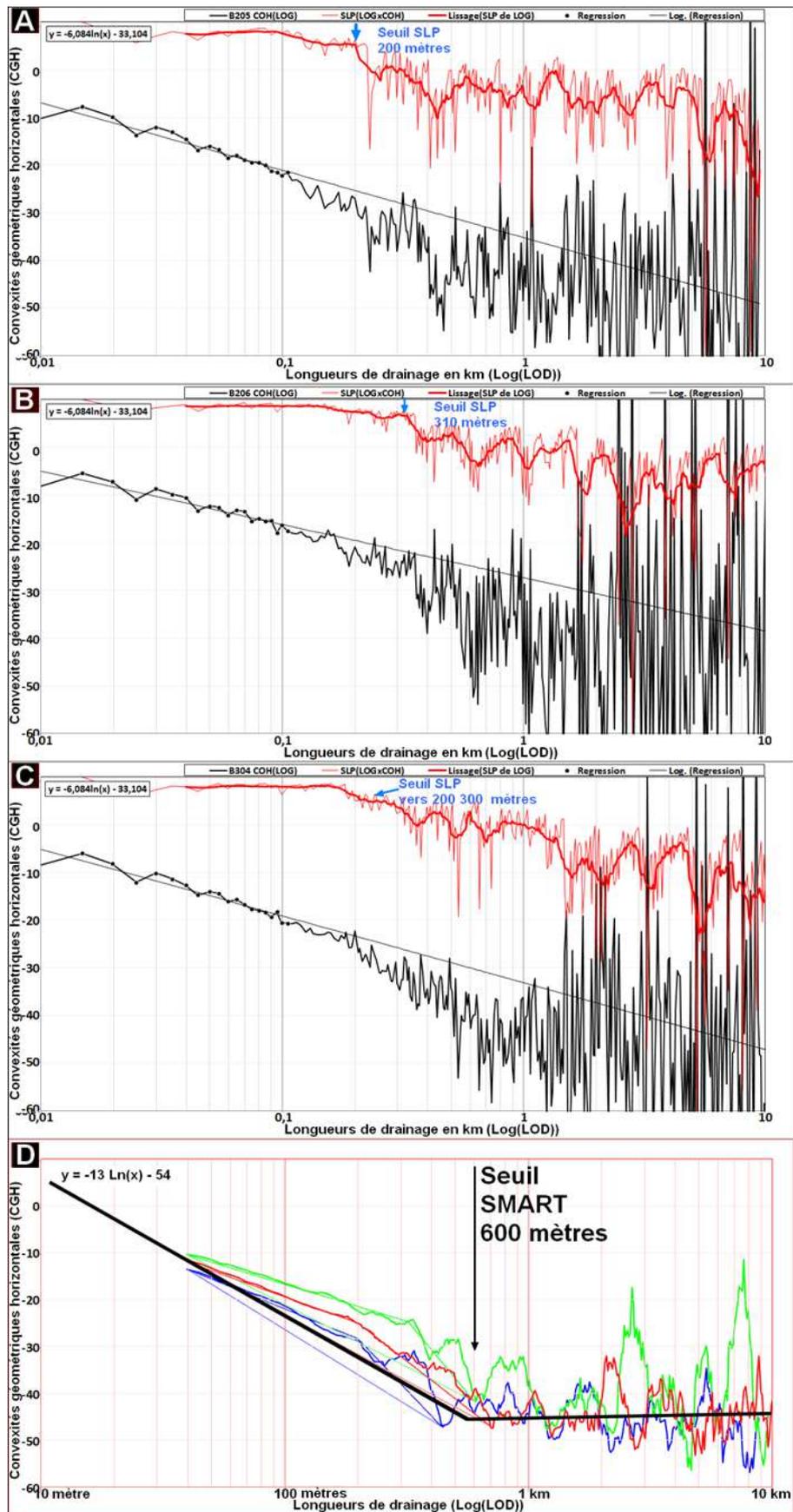


Figure 160 : Seuillage du réseau hydrographique par la méthode SMART à partir des DB longueur de drainage x convexité horizontale (DB [Log(LOD),COH]) sur les 3 bassins (dérivé du MNT Litto3D_SEAD_5m)

Seuil sur les zones test des trois bassins de référence (~ 1km²) :

A cette échelle, l'examen des longueurs de drainage inférieures au seuil SMART principal identifié à l'étape précédente est possible (figure 161). La figure 161A intègre toutes les zones test et permet d'identifier quatre unités successives le long des versants sur la base des segments de tendances linéaire de la courbe hydrogéomorphométrique dérivée du DB[LOD,CHG) :

- Unité amont (LOD < 120 m) dit « haut de versant »: relation linéaire entre CHG et LOD ($CHG = -a_1 \cdot LOD - b_1$)
- Unité LOD de 120 à 430 m dit « versant »: coefficient $a_2 < a_1$.
- Unité LOD de 430 à 760 m dit « thalweg »: coefficient $a_3 < a_2$.
- Unité LOD > 760 m dit « vallée »: coefficient $a_4 \rightarrow 0$. Cette unité correspond au LOD située à l'aval du seuil identifié sur les bassins de la figure 160D.

La même méthode de segmentation de la courbe appliquée à chacune des zones test démontre la spécificité de chaque signature hydrogéomorphométrique en fonction des types de paysage et de bassin identifiés précédemment.

Seuil sur les ravines élémentaires des zones test (~ 0,1 km²) :

Les mêmes méthodes appliquées à des unités plus petites de quelques dizaines d'hectares permettent de retrouver des seuils vers 200 mètres de longueur de drainage sur les deux bassins du Plateau de La Croix (figures 162 B' et B''). L'autre bassin du Seau d'Eau ne présente pas de seuil aussi bien défini si ce n'est vers 600-800 mètres de longueur de drainage (figure 162 B).

A l'échelle de ces ravines, la sensibilité des résultats en fonction du MNT doit être évoquées. Le contraste entre les deux types de ravines est le plus manifeste à une résolution de 5 mètres (figures B, B' et B''). Ce fait s'avère moins visible en pleine résolution probablement par la présence d'artefact à cette résolution (figures A, A' et A''). A la résolution de 25 mètres, les seuils sont encore perceptibles même si les courbes deviennent erratiques (figures C, C' et C'').

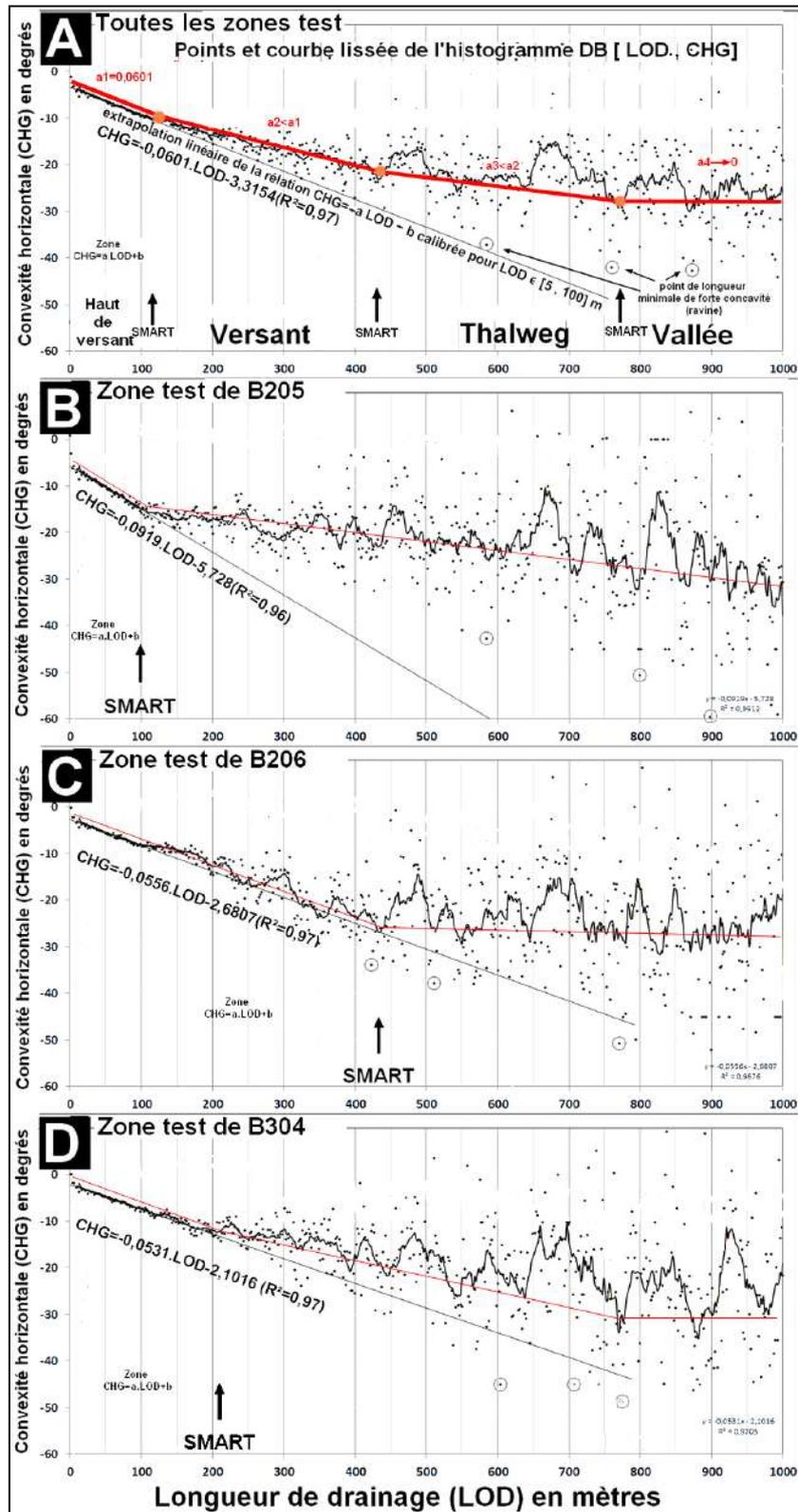


Figure 161 : Seuillage du réseau de thalweg sur les zones test de quelques km², à partir des courbes hydrogéomorphométriques dérivées de DB[LOD,CHG]
 A./ Toutes les zones test avec commentaires génériques pour toutes les figures
 B./ Zone test sur B205 sur le bassin du Bocquet (type « Basse-Pointe »)
 C./ Zone test sur B206 sur le bassin du Prêcheur (type « Saint-Pierre »)
 D./ Zone test sur B304 sur le bassin du Carbet (type « Carbet »)
 (Dérivé du MNT Litto3D_SEAD_5m)

Le schéma de la figure 162D résume les relations établies entre les formes de courbes de niveau, les longueurs d'écoulement et les surfaces drainées. Le paysage hydrogéomorphométrique se compose du triptyque « Versant-Vallon-Vallée » (V3) séparé par deux seuils statistiques le premier signalant l'amorce des ravines dans les vallons, le second manifestant la présence d'une vallée.

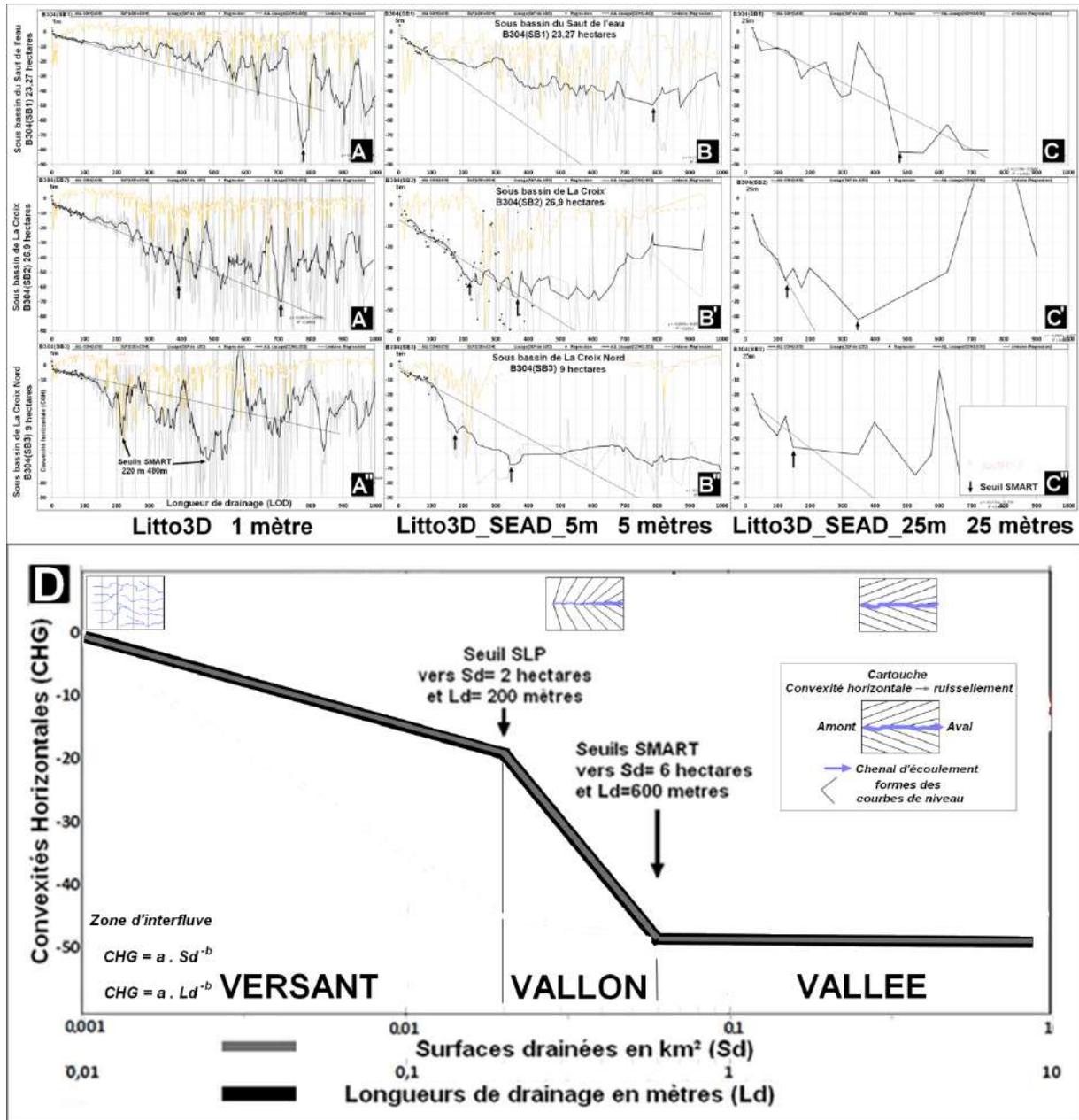


Figure 162: Seuillage du réseau de thalweg sur trois ravines élémentaires de quelques dizaines d'hectares sur la zone test du bassin du Carbet, à partir des courbes hydrogéomorphométriques dérivées de DB[LOD,CHG] A, B et C./ A partir du MNT Litto3D pleine résolution A', B' et C'./ A partir du MNT Litto3D_SEAD_25mètres A'', B'' et C''./ A partir du MNT Litto3D_SEAD_25mètres D./ Schéma V3 « Versant-Vallon-Vallée » dérivée des DB[Ln(Sd),CHG] et DB[Ln(Ld),CHG]

S'agissant de la pleine résolution, les figures 163A et B relatives respectivement aux deux critères Longueurs de Drainage et Surfaces drainées font apparaître également des seuils à l'échelle de l'ensemble des zones test. Les seuils sont du même ordre : un peu marqué à l'amont vers 300 mètres et 2 hectares (par la méthode SLP), un second vers 350 mètres et 8 hectares sur la courbe elle-même.

Le DB et sa fonction d'ajustement combinant les longueurs de drainage et les surfaces rend compte de l'évolution de la forme des bassins et de sa variabilité (Figure 162C): fortement allongé et de forme homogène jusqu'à 200 mètres, les aires drainées deviennent de plus en plus compacte et variable lorsque la longueur du drain dépasse 600 mètres.

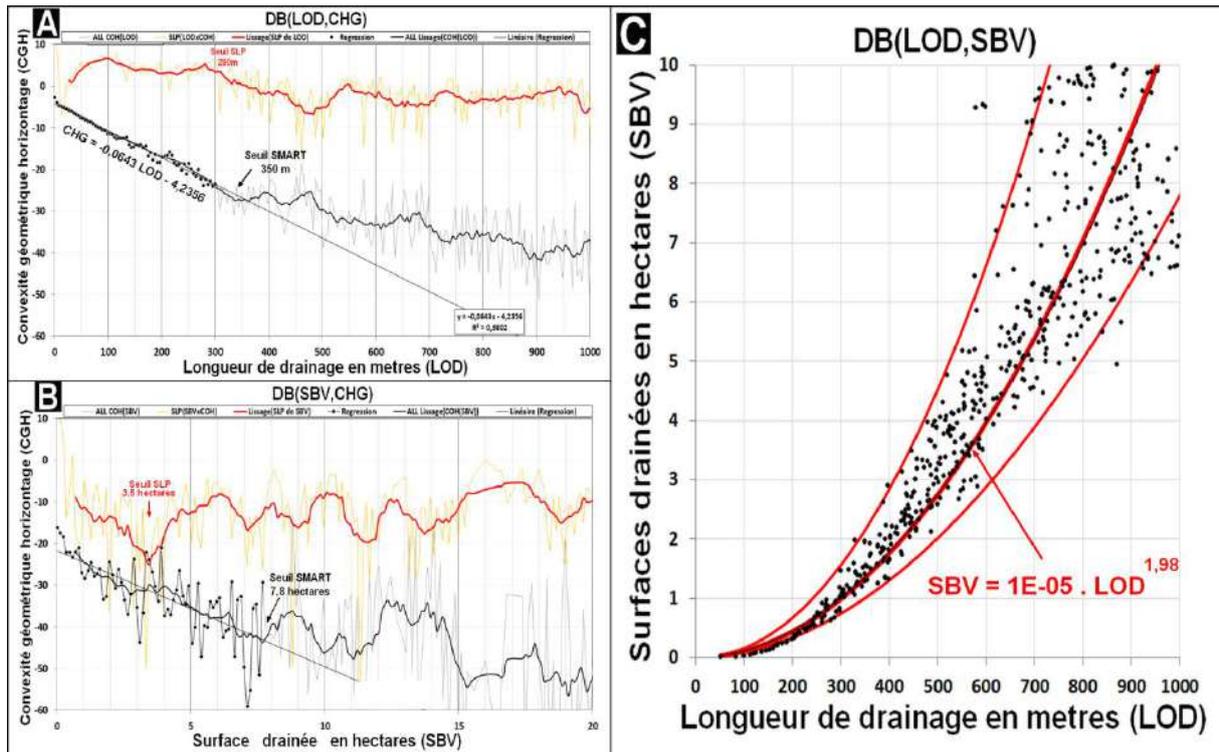
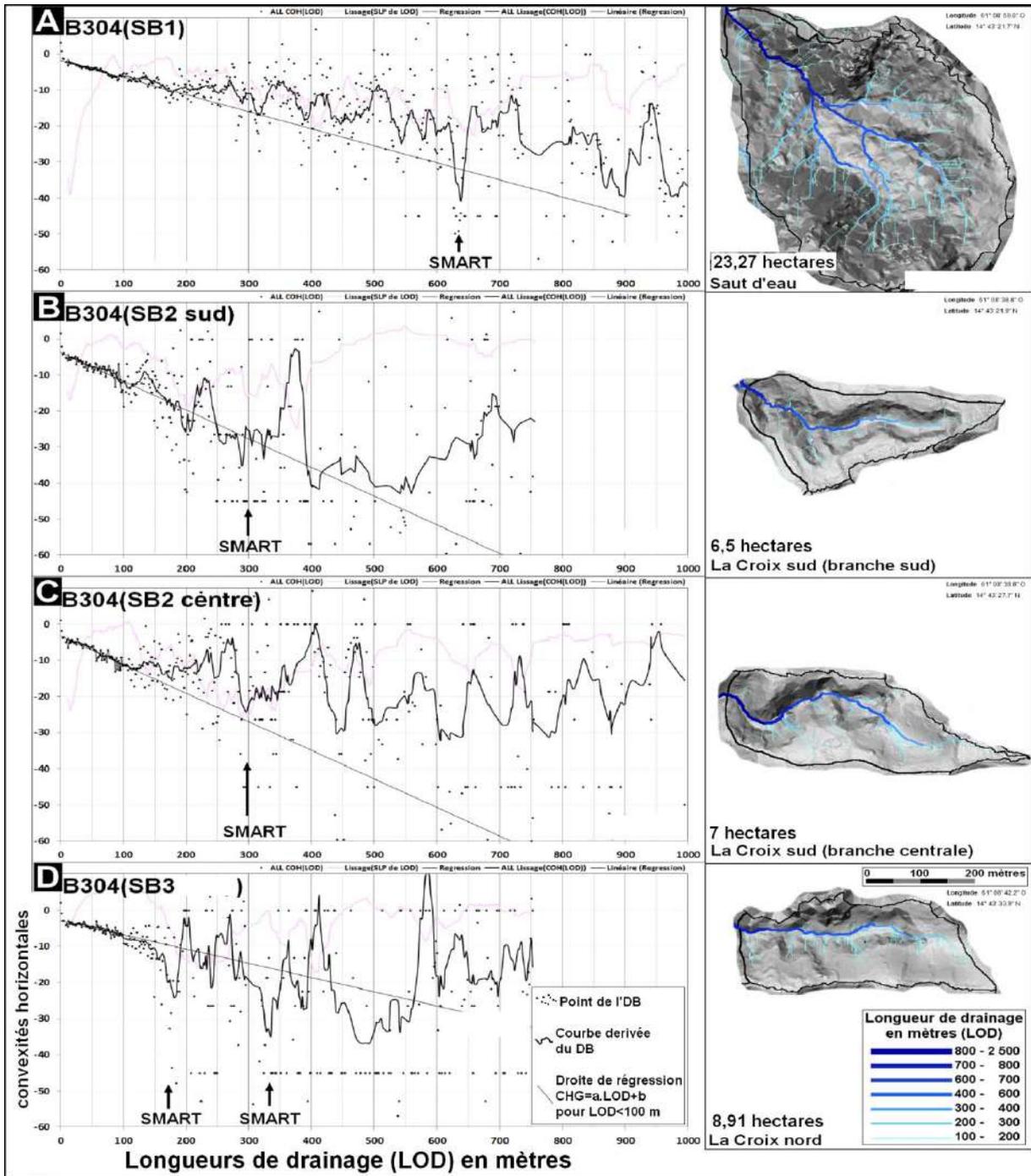


Figure 163 : relations entre surfaces drainées (SBV), longueurs de drainage (LOD) et convexités horizontales sur l'ensemble des zones test des trois bassins avec le MNT Litto3D pleine résolution.

- A./ Courbe et SLP associée dérivés de DB[LOD,CHG] avec seuils SMART et SLP.
- B./ Courbe et SLP associée dérivés de DB[SBV,CHG] avec seuils SMART et SLP.
- B./ Diagramme bidimensionnel DB[LOD,SBV] et ajustement d'une fonction liant la surface des bassins drainés (SBV) à la longueur du drain le plus long (LOD).

La méthode développée ci-dessus permet une étude fine des relations entre le modelé des formes et les processus hydrologiques responsables de l'apparition des formes de thalweg et de vallées. Des tendances générales se dessinent à l'échelle de grande unité comme les bassins versants et les zones test. Toutefois, il existe une forte variabilité des lois liant les formes et les processus à l'échelle des vallons et des ravines comme le suggère un échantillonnage de huit bassins élémentaires (Figures 164 A à H). Des seuils SMART plus ou moins bien définis s'observent pour des longueurs de drainage comprises entre 180 mètres (B304SB3Nord, figure 164D) et 640 mètres (B304SB1, Figure 164A) avec une fréquence plus marquée vers 300 mètres.



Légende de la figure x 164 page suivante

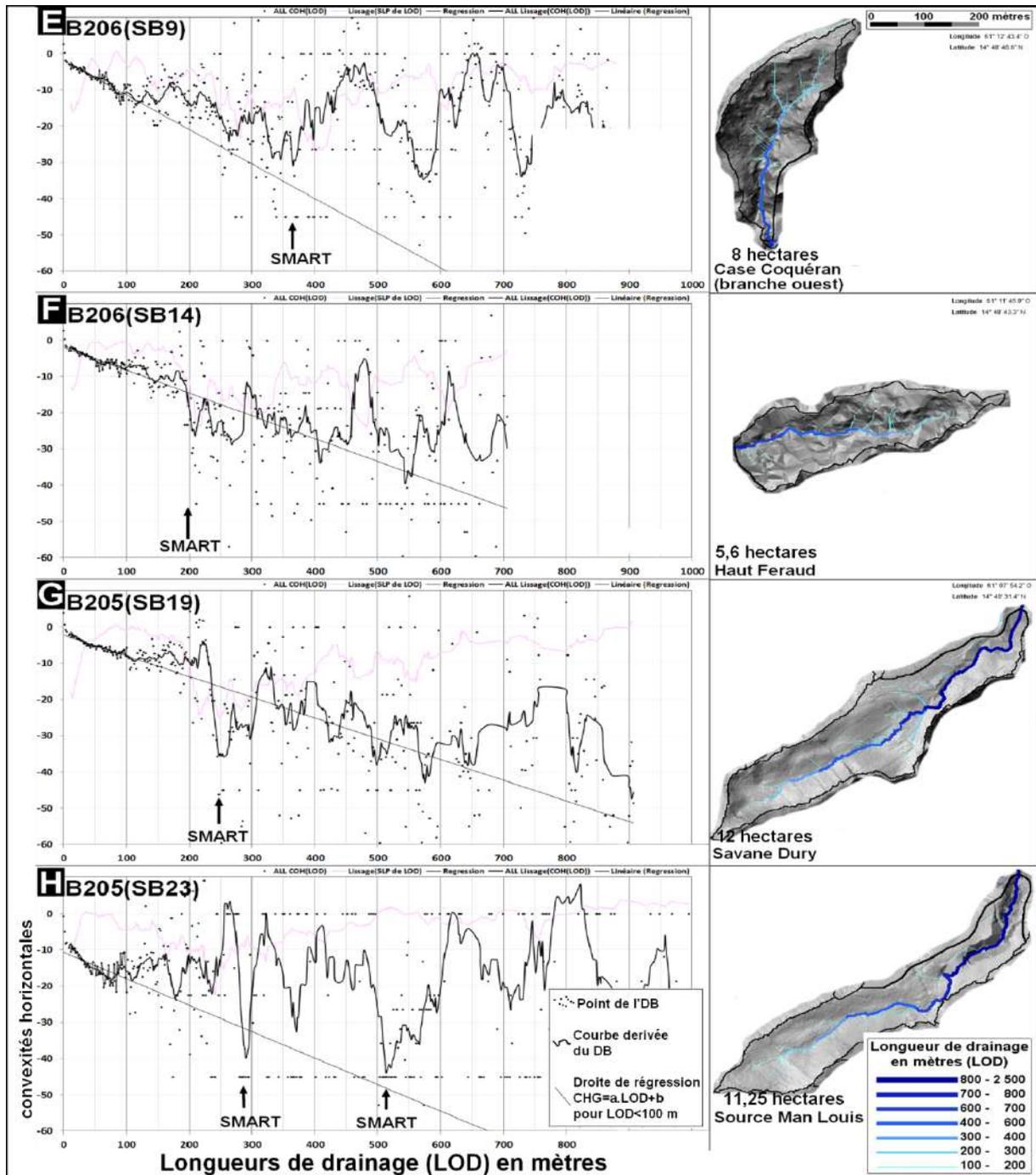


Figure 164 : Courbes hydrogéomorphométriques dérivées de DB[LOD,CHG] et seuillage SMART sur 8 bassins élémentaires de quelques hectares (A à H). Les cartes associées figurent les thalwegs dont la longueur LOD est supérieure à 100 mètres. (pour la localisation des bassins, voir cartes des figures 149 et 150).

Thalwegs et têtes de vallon du Plateau de La Croix :

En alternative à la méthode SMART précédente utilisant les DB, il est également possible de procéder à un échantillonnage des seuils d'apparition des talwegs de façon cartographique en utilisant les informations graphiques dérivés du MNT dans un SIG. La figure 165A représente la zone du Plateau de La Croix avec ses trois ravines principales. L'opérateur peut définir interactivement la localisation de la tête du thalweg sur la base de la forme locale des courbes de niveau (Figures 165B, C et D), la convexité horizontale utilisée dans la méthode SMART étant une mesure de la forme locale de celles-ci (voir partie méthodologique figure 31 B). Sur cet exemple, les têtes de ravine des bassins nord et sud ont des valeurs hydrogéomorphométriques semblables soit respectivement 370 et 302 mètres pour les longueurs de drainage (LOD), 1,91 et 1,55 hectares pour les surfaces drainées (SBV). La tête de ravine du bassin centrale est en revanche associée à des longueurs et des surfaces plus importantes : LOD= 529 mètres, SBV= 3,24 hectares. Cette différence peut paraître étonnante car le contexte morfo structural de ces trois ravines correspond à celui de la planèze d'interfluve du plateau de La Croix.

En utilisant le MNT Litto3D, des profils en long précis peuvent être établis le long du drain principal des trois ravines associée à la courbe d'évolution des valeurs de la convexité horizontale (Figures 166 A, B et C). Les trois profils présentent un ensemble d'encoches concaves étagées pouvant s'interpréter comme plusieurs phases d'érosion régressive. La encore, chaque ravine montre des différences notable en matière d'étagement des formes en amont la tête de vallon aval.

Les bas-fonds des encoches et les vallons associés au thalweg sont associés sur le terrain à des sols argileux hydromorphes sans trace d'écoulement superficiels (observations en février 2012 en saison sèche). L'utilisation du modèle de drainage multidirectionnel DRAMP (voir partie méthodologique et figure 41) va permettre de visualiser les zones de saturation potentielle en eau des sol pour mieux percevoir le rôle des écoulements sub superficiels par rapport à ce phénomène d'hydromorphie sur les zones drainées par les trois bassins associés au ravine (figure 167A). Les systèmes de percolation dans les sols tels que modéliser avec DRAMP se structure en panaches ramifiés de zone saturées alternant avec des zones potentiellement plus drainante pouvant localement donner lieu à des écoulements diffluents vers des bassins voisins comme dans le cas de l'encoche de la Feuille (Figure 167B). Sur cette forme qui ne couvre qu'un hectare, diverses observations dérivent de l'analyse de la structure des écoulements dans les sols ; Un phénomène de capture vers le nord-est lié à l'érosion régressive du talus associé à la ravine de Trou Baille ; l'encoche de la Feuille se déversait originellement vers la ravine de La Croix Nord ; Suite à cette capture, des micro ravines de quelques mètres se sont développés dans le sens inverse de l'écoulement originel ; Des traces d'ancien déversement vers l'encoche de la Feuille sont encore visible au sud-est. Ce cas démontre d'une part la complexité des formes même à l'échelle de l'hectare, d'autre part l'intérêt de la méthode DRAMP dérivée de celle de Beven dans le diagnostic des formes et de leurs relations avec les processus hydrologiques. De plus, les phénomènes de capture ainsi déterminés suggèrent que le bassin originel de la ravine La Croix était plu étendue. En

conséquence, les longueurs de drainage et les surfaces drainées mesurées à partir du MNT Litto3d ne reflètent pas les conditions initiales ayant permis la formation du vallon qui du fait de la perte de sa partie amont n'est plus fonctionnel. Il est possible qu'il en soit de même pour la ravine de La Croix Sud ce qui expliquerait la valeur faibles plus des seuils SMART sur ces deux ravines comparés à celles de la ravine de La Croix Centre.

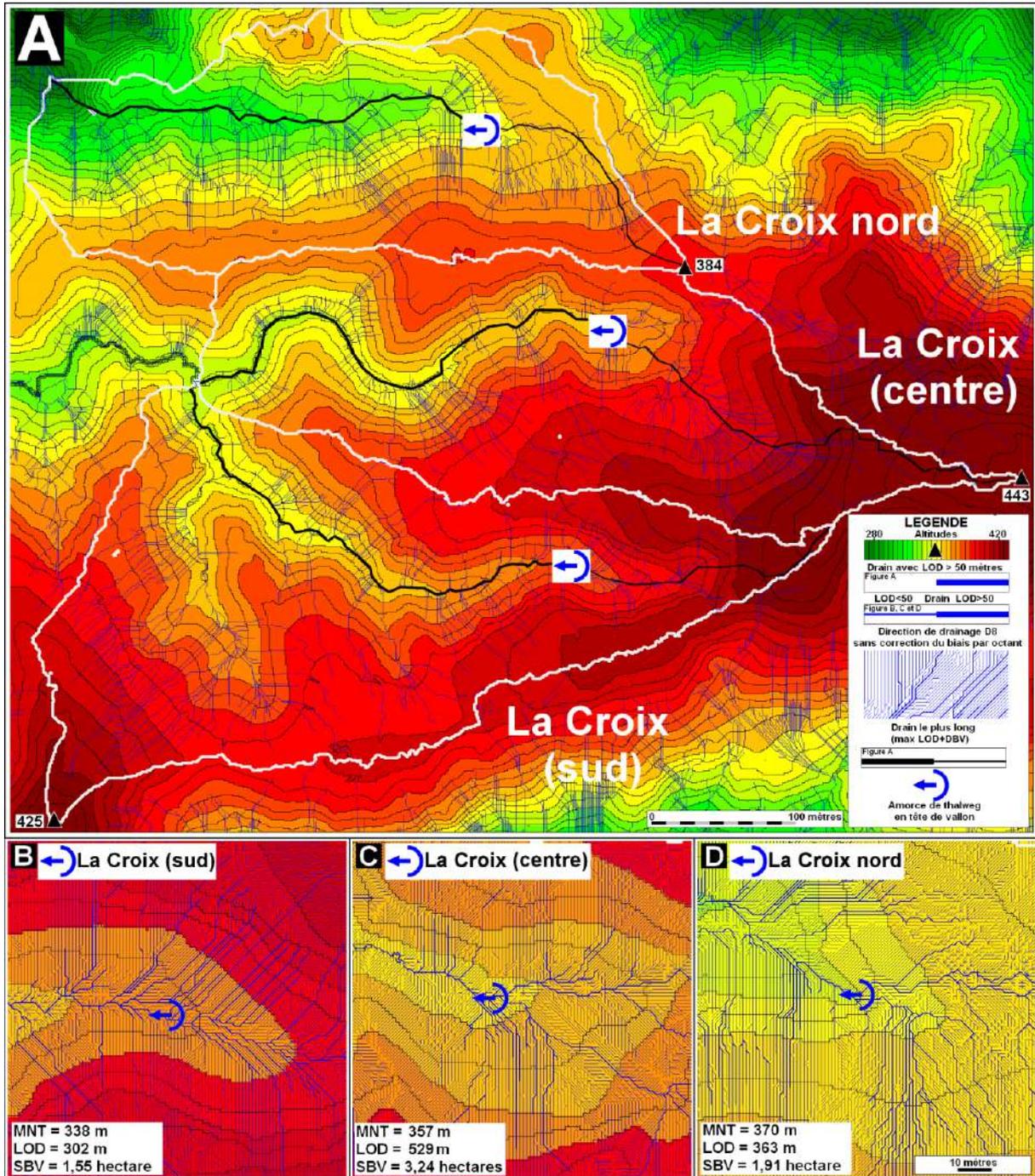


Figure 165 : Les trois ravines élémentaires du plateau de La Croix avec localisation des amorces de thalweg en tête de vallon avec un outil SIG (MapInfo)

A titre de comparaison, le profil en long du drain principal de la Ravine du Seau d'eau se révèle moins contrasté que ceux des ravines du plateau de la Croix. Il faut remarquer que les profils sont bruités par des artefacts qui sont une des causes principales du caractère erratique des valeurs de convexités horizontales.

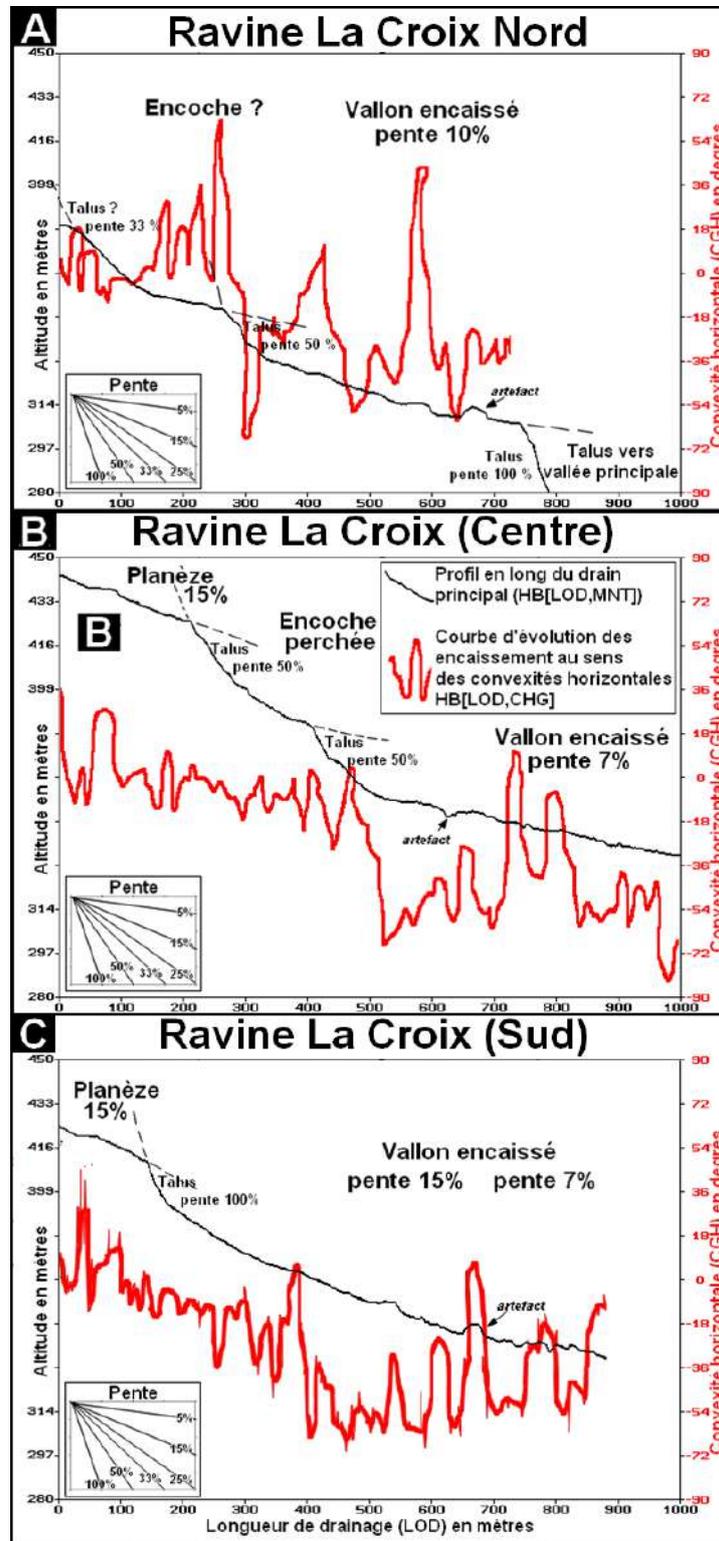


Figure 166 : profils en long du drain principal (DB[LOD,MNT, masque (drain principal)]) des trois ravines du plateau de la Croix et évolution de l'encaissement en fonction de la convexité horizontale (DB[LOD,CHG]).

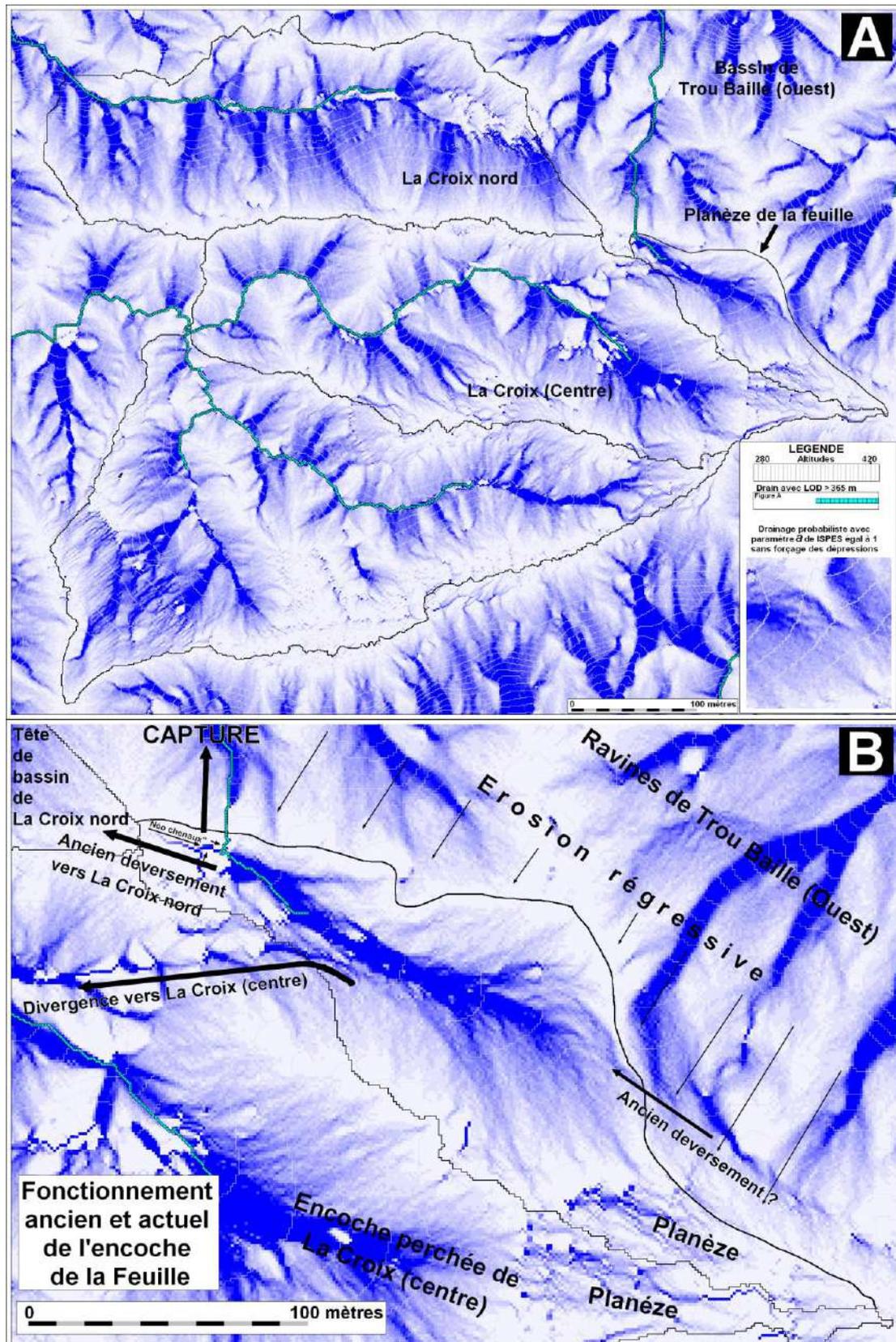


Figure 167 : application d'un modèle de drainage probabiliste sur le plateau de La Croix avec possibilité d'interprétation du paléo fonctionnement hydrologique antérieurement à l'action de l'érosion régressive sur les têtes de vallée des bassins environnants.

A./ Cartographie des écoulements superficiels et sub superficiels potentiels sur le plateau de La Croix.

B./ Essai d'interprétation du fonctionnement hydrologique ancien et actuel de l'encoche de la Feuille.

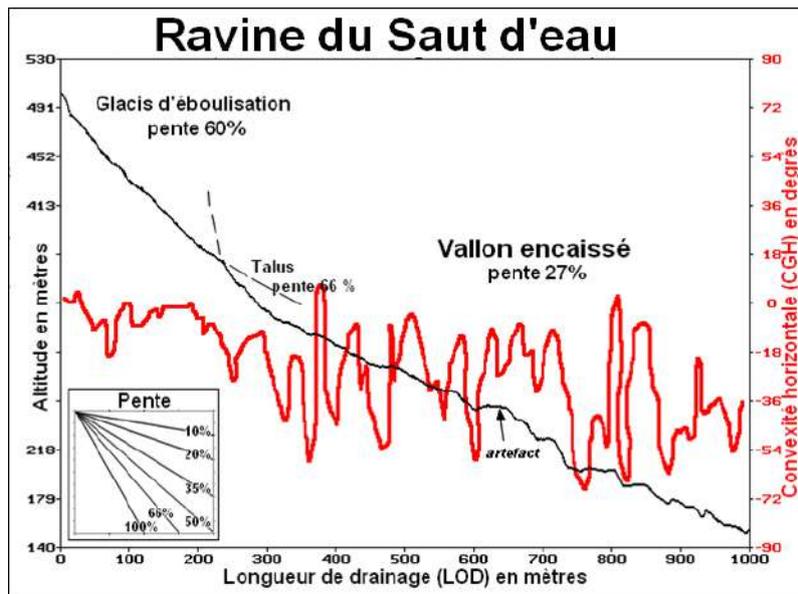


Figure 168 : profil en long du drain principal (DB[LOD,MNT, masque (drain principal)]) de la ravine du Seau d'eau de l'encaissement en fonction de la convexité horizontale (DB[LOD,CHG]).

En conclusion sur la sensibilité des résultats en fonction de la résolution, il faut retenir que le MNT à 5 mètres dérivé par la méthode SEAD du Litto3D pleine résolution à 1 mètre est un bon compromis permettant de s'affranchir en partie des artefacts tout en conservant une résolution compatible avec l'étude des ravines élémentaires. Pour ce qui relève de la définition des seuils d'apparition de talweg, les résultats suggèrent qu'il existe un seuil vers 200-3000 mètres de longueurs de drainage (LOD) correspondant à l'initiation des talwegs et des vallons sur les versants encadrant vallées principales. Un autre seuil vers 600-700 mètres correspond à l'apparition des vallées principales.

3.6 Les formes de versants :

Les formes de versants ne sont que schématisées par la méthode des sections-bloc dérivée de la méthode EPI. Il est nécessaire de préciser leurs caractéristiques moyennes en utilisant à nouveau des courbes dérivées de DB combinant les distances au niveau de base local de bas de versant DRE avec soit les altitudes relatives ARE à ce dernier, soit les pentes PET soit DB[DRE,ARE] et DB[DRE,ARE]. Ceci suppose une définition préalable des niveaux de base locaux. On utilise pour cela les seuils SMART tels que définis précédemment pour obtenir les thalwegs (voir figure 162). Le seuil retenu pour tous les bassins correspond à une longueur drainée (LOD) de 600 mètres permettant de calculer les altitudes et distances relatives par rapport à ces thalwegs (voir figures 64 et 65). Le but étant de déterminer l'évolution de la forme des versants en fonction des collecteurs de bas de versant, un troisième plan d'information ad hoc est établi qui correspond à la surface drainée (SBV) de la maille correspondant au niveau de base local (SRE).

Les principes ci-dessus ont été appliqués au trois bassins de référence de la Rivière du Bocquet (B205 figure 169A), de la Rivière du Prêcheur (B206, figure 169B) et de la Rivière du Carbet (B304, figure 169C). Les cartes de droite de cette figure requièrent un commentaire. Les bassins en clair entourés de rouge correspondent aux têtes de bassin en

amont d'un talweg de longueur 600 mètres. Leur forme doit correspondre à celle d'un amphithéâtre plus ou moins allongé. Vers l'aval, les collecteurs de bas de versant drainent des surfaces de plus importantes impliquant une incision de la rivière couplée à un élargissement de la vallée avec leurs conséquences sur la forme des versants, la dissection des interfluves et donc le perchement.

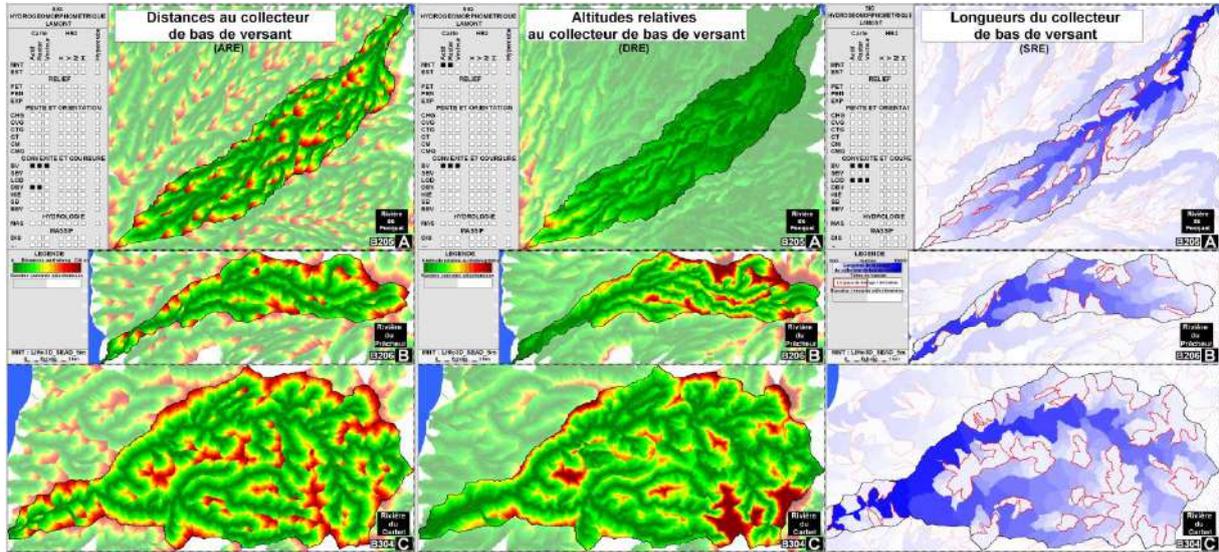


Figure 169 : fichiers hydrogéomorphométriques de base nécessaires au calcul des formes moyennes de versants

Partant des DB, les courbes moyennes des altitudes (forme des versants) relatives et des pentes (courbes hypsoclinographiques) peuvent être comparées soit sur l'ensemble des bassins (Figure 170 A1, B1 et C1) soit uniquement sur les bassins de tête de vallée (drains d'ordre 1 sur toutes les autres figures). De façon logique, les longueurs maximales de drainage DRE sont identiques au seuil SMART soit 600 mètres. L'intérêt des courbes clinographiques tient à ce qu'elles permettent de mieux connaître l'évolution des pentes en fonction de l'altitude relative et donc de la forme plus concave, convexe ou convexo-concave des interfluves. En ce cas, il s'agit de courbures tendanciennes au sens statistique et non de courbures géométriques. Toutefois, il existe un lien théorique entre ces courbes et la convexité verticale qui rend compte de la courbure des lignes de plus grande pente.

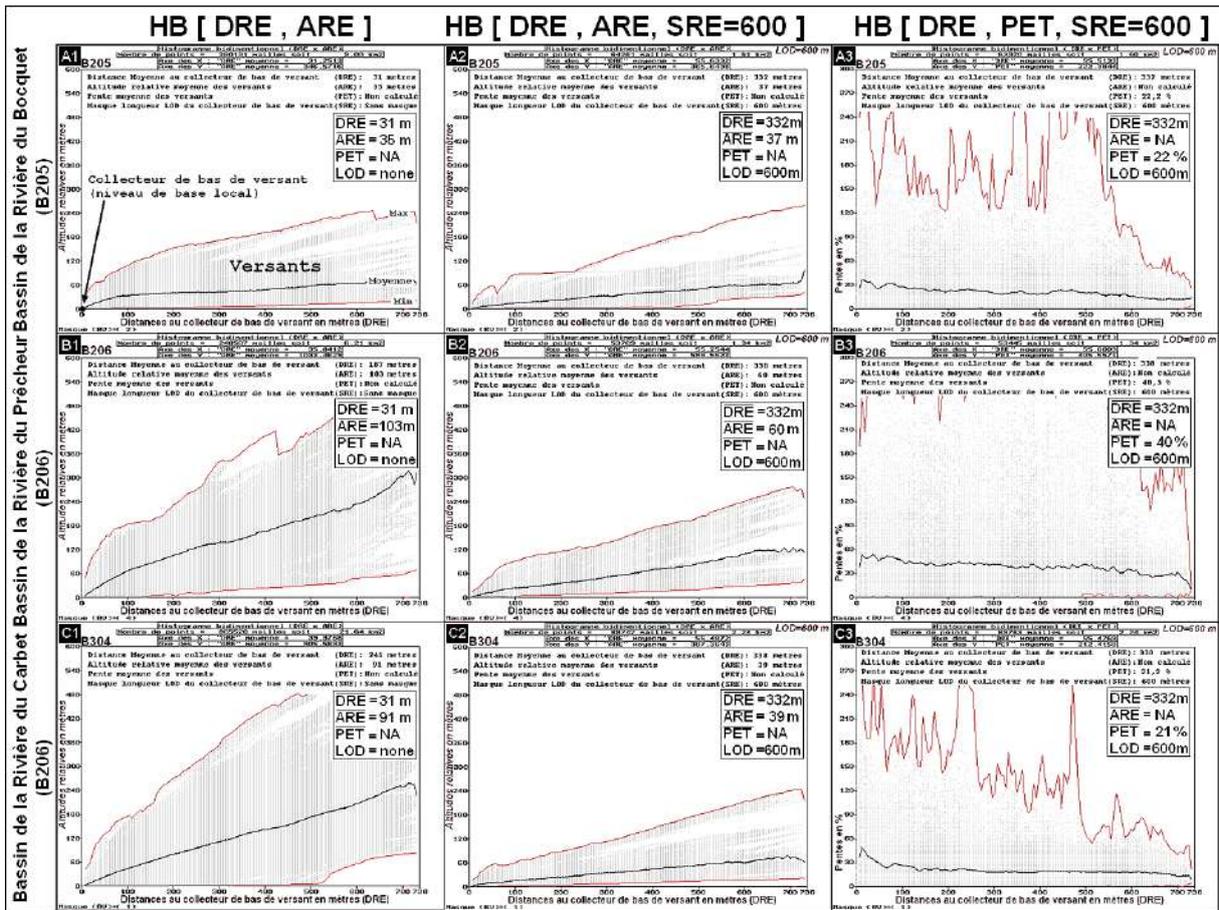


Figure 170 : Forme moyenne des versants obtenues à partir des diagrammes bidimensionnels DB distances au collecteur de base de versant (DRE) et altitudes relatives au collecteur (ARE) en fonction de la surface drainées des collecteurs de bas de versant Sur les trois bassins de référence B205, B206 et B304.
 A1,B1,C1/ DB [DRE,ARE] sans marque SRE
 A2,B2,C2/ DB[DRE,ARE, LOD=600mètres formes pour les bassins de têtes de vallée
 A3,B3,C3/ DB[DRE,PET, LOD=600mètres pentes pour les bassins de têtes de vallée

3.7 Fonction de transfert et hydrogrammes observés :

En préambule à ce chapitre sur la simulation de la fonction de transfert sur des bassins à partir de MNT, il faut rappeler qu'en matière de modélisation distribuée, la codification Bocquillon des sous bassins offre la possibilité de faire des requêtes sur les liens amont et aval entre les différentes unités fonctionnelles (Figure 171). La figure 171 représente la hiérarchisation du réseau et la segmentation en sous bassins en fonction du seuil SMART avec LOD=600 mètres déterminé précédemment à partir des DB[LOD,CHG].

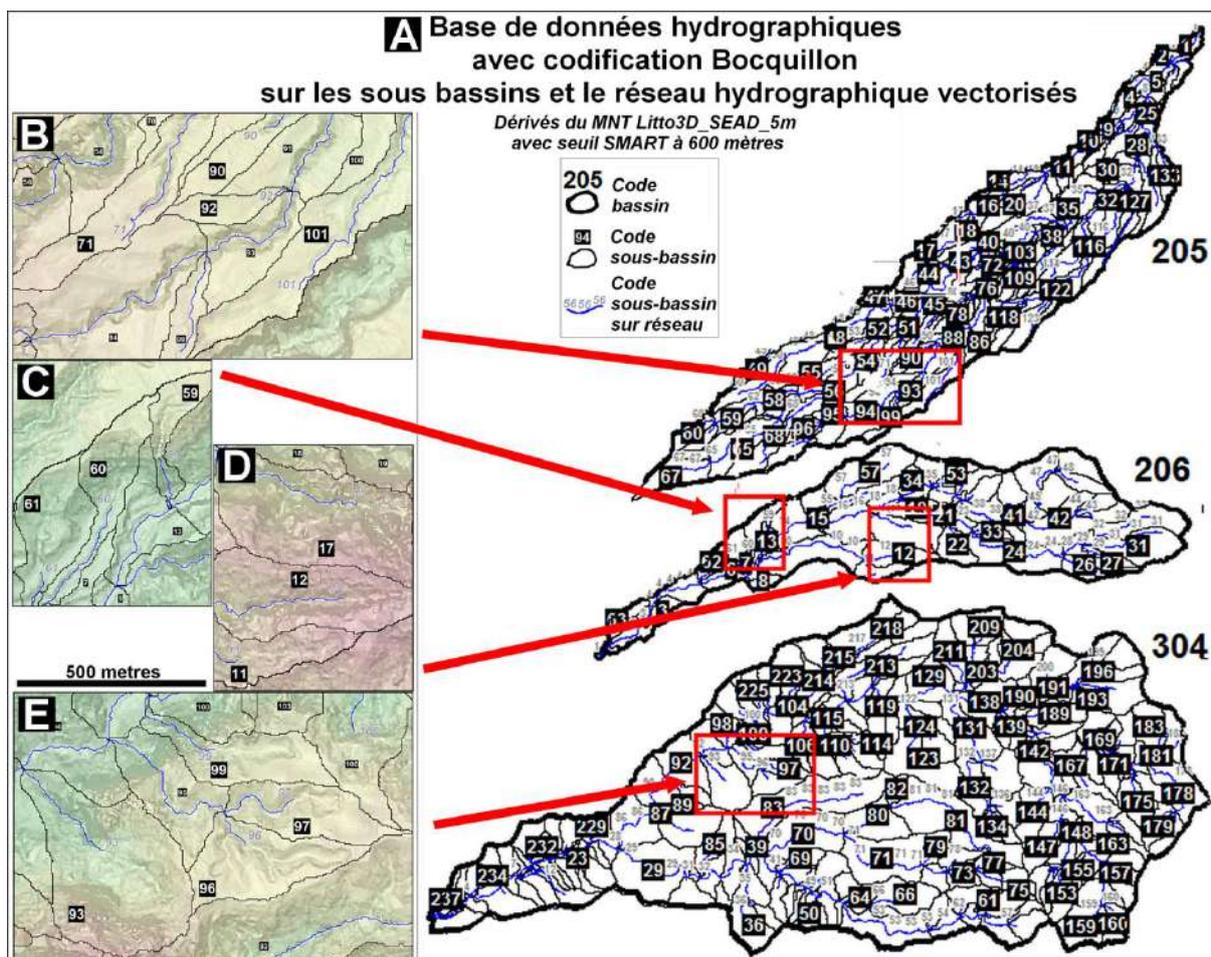


Figure 171: Codifications des sous-bassins et du réseau hydrographique en fonction du seuil SMART avec pour la longueur de drainage LOD=600 mètres
localisation des zones test d'exploitation du MNT Litto3D en pleine résolution (dans les encarts à gauche)

La figure 172 A est relative à cette codification sur la zone d'étude du plateau de La Croix. La lecture séquentielle des codes de la figure 172 B permet de créer l'arborescence de drainage de la figure 172 C. A titre d'exemple, le fait que le sous bassin d'ordre 2 n°95 draine les sous bassins d'ordre 1 n° 96 et 97 et se jette dans le drain n° 94 se déduit aussi bien de l'une ou l'autre des figures B et C.

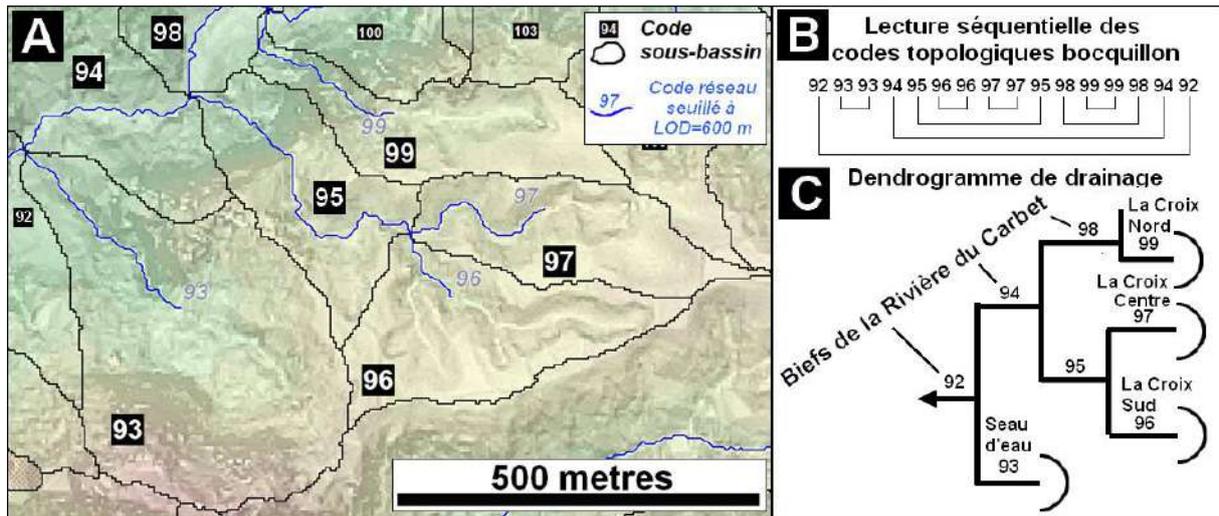


Figure 172 : Codification bocquillon sur la zone du plateau de La Croix

A./ Code bocquillon des sous-bassins

B./ Séquence de code Bocquillon avec relation d’emboîtement.

C./ Dendrogramme de drainage avec relation amont/aval (C déduit de B).

Les résultats des simulations seront appliquées au bassin du Carbet ($S_{bv}=S_{d_{max}}=21,85$ km²) sur la base de données hydrologiques provenant de divers bassins du même ordre situés (16,5 à 34 km²) dans le même massif des Carbets (figure 173A). Cinq crues importantes observées sur ces bassins (source monographie hydrologique de la Martinique, Guiscafre et al., 1976, figures 173 C1 à C5) servent à définir l’hydrogramme de crue correspondant à des événements pluviométriques extrêmes liés à des cyclones ou non (Figure 173B). Le temps de réponse T_r entre le pic de pluies et le pic de crue est homogène avec une valeur de l’ordre de 1h15 à l’exception de la crue observée sur le bassin du Capot qui est proche de 2h00 (figure 173C1). Cette différence s’explique par la forme du hyétogramme avec des pluies importantes après le pic. Le temps de base T_b peut être estimé à 5h00 ou 6h00. Pour ce ramener à une averse impulsionnelle pour les HGU, la durée de la pluie dans sa phase la plus intense (en ce cas pas de temps de mesure de 1 heure avec des intensités moyennes comprises entre 35 et 75 mm/h) doit être déduite du temps de base de la crue observée soit une durée de 4h00 à 5h00.

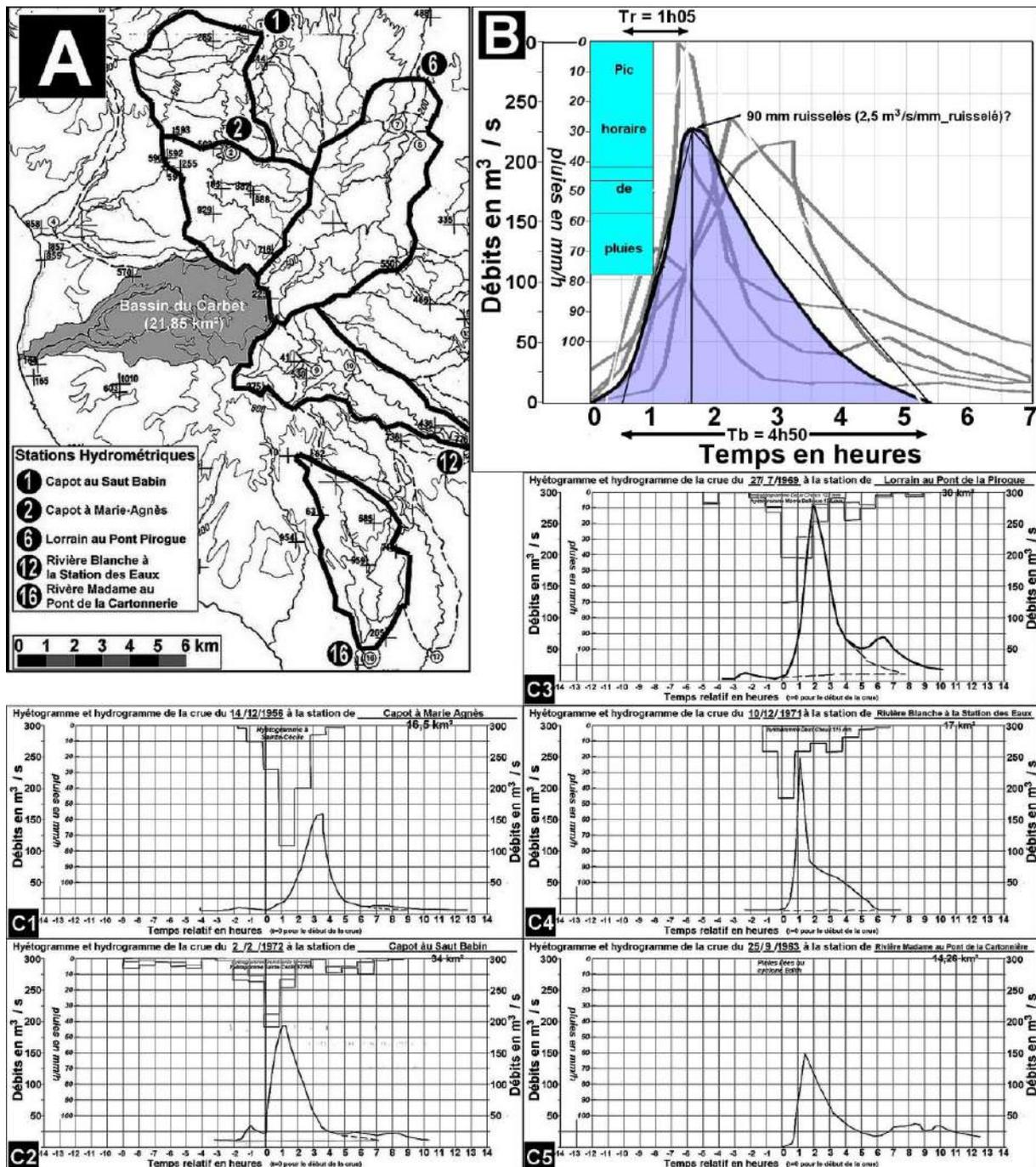


Figure 173 : hydrogramme de crue et hydrogramme de ruissellement observés sur des bassins du massif du Carbet (source Monographie hydrologique de la Martinique, ORSTOM, 1976)

Enfin, le HGU se rapporte aux pluies ruisselées donc à un hydrogramme de ruissellement ne prenant pas en compte l'écoulement retardé liés aux percolations de sub surface sur les versants qui se traduit sous la forme d'une courbe de tarissement qui fait suite à la courbe de décrue après le pic de pluies (Figure 174A). Sur la base de la forme des fins de crues observées, il est probable que le temps de base des hydrogrammes de ruissellement pour des bassins de 20 km² dans le massif du Carbet est de l'ordre de 3h45 ± 15 minutes (Figure 174B).

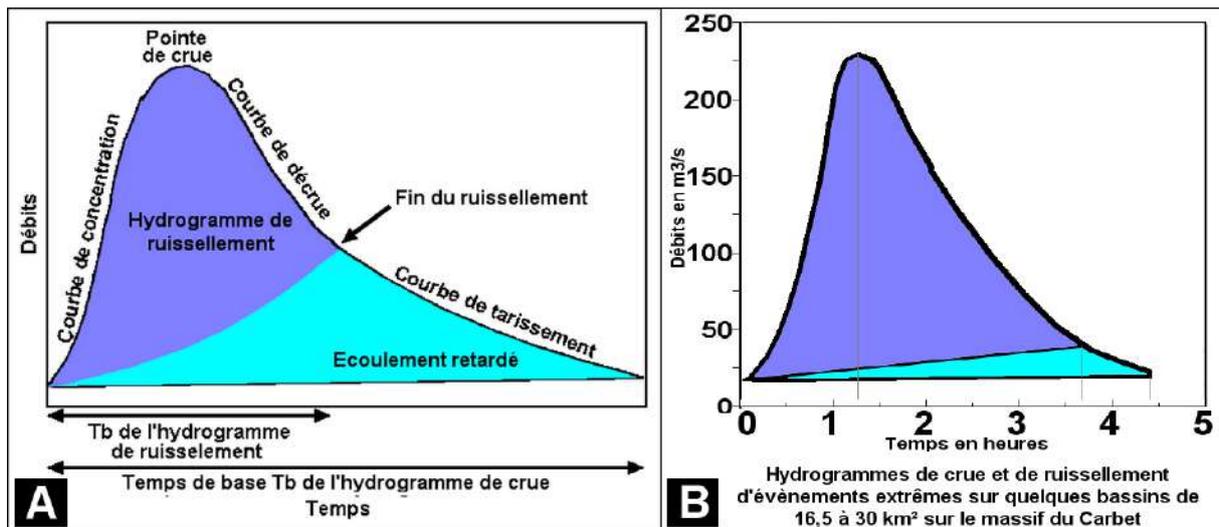


Figure 174 : décomposition de l'hydrogramme de crue entre ses deux composantes ruissellement superficiel et écoulements sub superficiels retardés dans les sols
 A./ cas théorique B./ Hydrogrammes moyens de crue et de ruissellement dans le massif du Carbet

S'agissant de HGU faisant référence à une pluie et un volume unitaire, le débit maximal de pic de crue Q_{max} n'a pas à être considéré. Toutefois, on notera que les taux d'écoulement (Volume précipité/Volume écoulé) sont supérieurs à 50% voire proche de 100%. Ces valeurs extrêmes semblent peu réalistes même en zone de montagne et pour des pluies cycloniques. Cette surestimation des taux d'écoulements est sûrement liée à ce que les stations pluviométriques sont localisées en plaine alors que les pluies sont sans doute soit plus intenses, soit plus longues, voire les deux dans les parties hautes des bassins. Partant de données observées, on estimera donc qu'une crue d'une période de retour de 40 ans sur des bassins de 20 km² dans le massif du Carbet possède les caractéristiques hydrodynamiques suivantes :

Temps de base $T_b=3h45$, Temps de réponse $T_r=1h15$,
 Pic de crue $\approx 210 \text{ m}^3/\text{s}$ avec lame ruisselée $\approx 65 \text{ mm}$ soit $Q_{max} \approx 3,2 \text{ m}^3/\text{s}/\text{mm}_{\text{ruisselé}}$
 (avec une pluie brute de l'ordre de 100 mm étalée sur 1h30 à 2h00 soit un taux d'écoulement de 60%)

Ces valeurs vont servir à évaluer et étalonner les résultats des simulations issues de TOPASE et FTM. L'hydrogramme des valeurs observées sera schématisé sous la forme d'un triangle circonscrit par les valeurs T_b , T_r et Q_{max} comme dans le cas des simulations de TOPASE (figure 175A). Afin de mieux cerner la forme réelle des hydrogrammes et d'avoir des scénarios plus précis sur les débits à des pas de temps fins, il est possible d'ajuster des polynômes d'ordre 3 sur l'hydrogramme triangulaire de façon à établir des courbes de crue et de décrue contraintes par les propriétés connues de ces fonctions à savoir que leurs dérivées sont nulles en début et en fin de crue ainsi qu'au moment du pic. Cela permet de comparer le résultat des simulations à différents pas de temps avec les pourcentages de volume unitaire écoulé (figure 175B). Le même MNT de référence le LITTO3D_SEAD_25m (LITTO3D rééchantillonné au pas de 25 mètres par la méthode SEAD) sera utilisé pour les simulations TOPASE et FTM sur le bassin du Carbet.

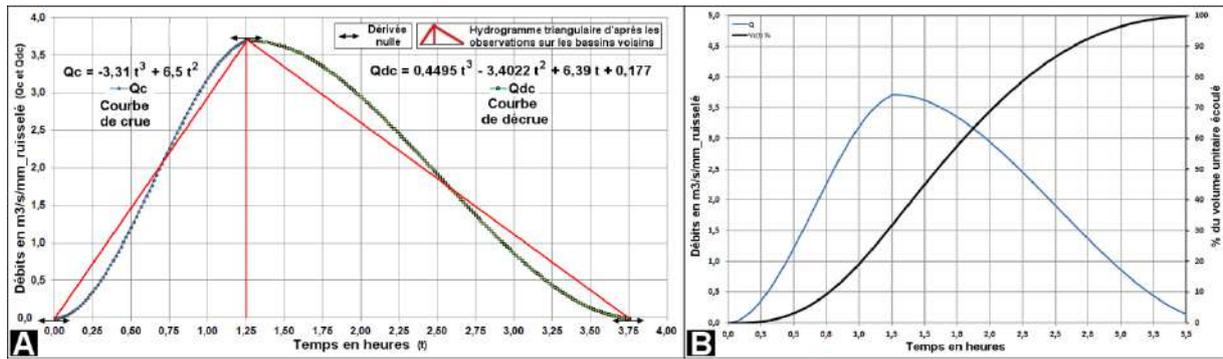


Figure 175: Ajustement de fonctions sur l'hydrogramme triangulaire.

A./ courbes de crue et de décrue ajustées sur l'hydrogramme triangulaire

B./ Pourcentage du volume unitaire écoulé

Il faut vérifier en premier lieu que les HGU des simulations de FTM ne sont pas sensible à la résolution μ du MNT servant de base au calcul des transferts. Sur la figure 176A, trois MNT sont utilisés avec des résolutions de 5, 25 et 100 mètres soit un rapport de 1 à 20 pour le pas de mesure et de 1 point sur 400 (0,25%) pour l'échantillonnage. Afin de ne pas être considéré que la résolution et non la qualité intrinsèque des MNT, les trois MNT ont été obtenus par sous échantillonnage SEAD successifs à partir du MNT LITTO3D 1x1 mètre. Les HGU résultants avec la même dimension fractale $D_f=1,1$ sont semblables bien qu'une légère dérive des temps de base et un décalage du pic de crue (T_r plus faible, Q_{max} plus élevé) pour l'HGU au pas de 5 mètres par rapport aux deux autres soient observables. Il faut noter que le pas de temps de temps minimum Δt_{min} de simulation dépend de la résolution μ : 1 minute à 5m, 5 minutes à 25m et 20 minutes à 100m. Cette limitation est due à des problèmes numériques d'arrondis sur les valeurs lorsque Δt_{min} est trop fin par rapport à μ . Les différences observées sur les HGU pourraient être liées à un problème de même nature. On peut admettre que la propriété de stabilité de l'HGU est démontrée notamment pour le pic de crue entre la résolution 25 et 100 mètres. La figure 176B rend compte de l'effet de la valeur du paramètre dimension fractale D_f sur la forme de l'HGU. Lorsque D_f croît l'hydrogramme devient plus étaler avec un temps de réponse plus long et un débit maximum plus faible. On notera que les bornes 1,0 à 1,2 pour la valeur de D_f encadrent les valeurs observées figurées par l'hydrogramme triangulaire. La phase de montée de la crue et le temps de réponse pour la simulation avec $D_f=1,0$ sont analogues alors que c'est avec une dimension fractale de 1,2 que la phase de décrue et le temps de base T_b apparaissent le mieux respectés les observations. Enfin, c'est avec $D_f=1,1$ que la valeur de Q_{max} est la plus satisfaisante.

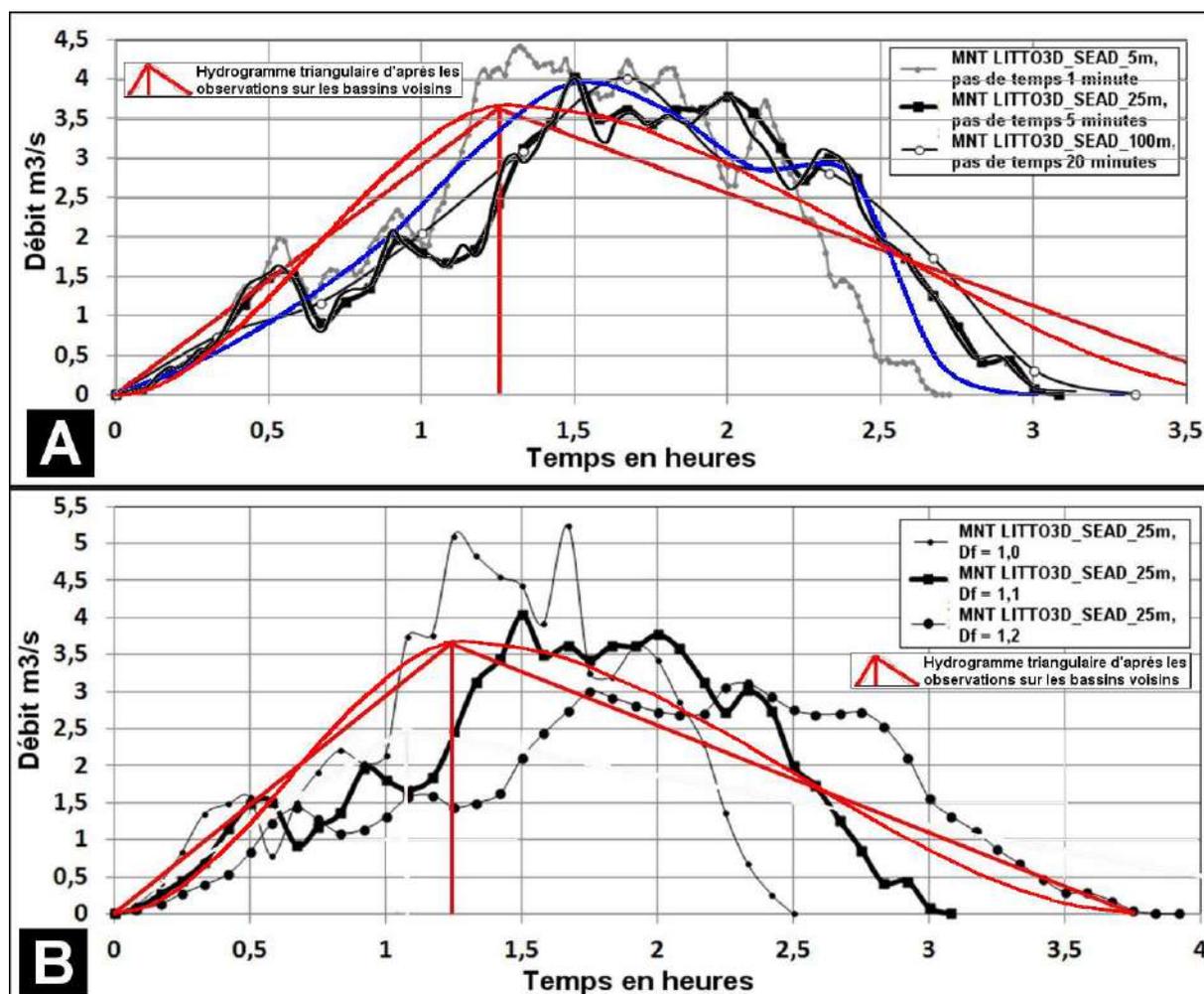


Figure 176 : simulations de HGU en fonction de diverses valeurs de Df dans FTM sur le bassin du Carbet (*MNT LITTO3D_SEAD_25m*)

Deux points doivent être retenus de cette analyse. Le premier tient au fait que l'hydrogramme simulé est stable pour $\mu \in [5..100]$ que l'échantillonnage de la surface sur des bassins de l'ordre de 10 km² est suffisant avec une résolution hectométrique. Les MNT LITTO3D avec leur résolution métrique ne constituent donc pas un atout déterminant pour l'étude de ces bassins. En revanche pour les bassins plus petits de l'ordre de un hectare, ils demeurent les seuls utilisables. Outre le fait que cela diminue la taille des MNT devant être traité, l'intérêt majeur tient à ce que les MNT SRTM et ASTER disponibles sur l'ensemble des terres émergées ont une résolution hectométrique (en fait $\mu \approx 90$ mètres) a priori compatible avec la méthode. Sur la figure 177A, les cumuls de volumes écoulés issus de la simulation FTM avec une résolution spatiale $\mu=5m$ et un pas de temps de 1 minute sont comparés aux mêmes volumes observés. La même analyse avec le MNT STRM ($\mu \approx 91m$) au pas de 5 minutes produit des résultats fort semblables au précédent (figure 177B). On notera que dans les deux cas, les volumes de montée de crue sont correctement simulés alors que la décrue est plus rapide sur les hydrogrammes simulés comparés à celui observé. De par son importance, cette observation quant à la validité hydrologique des MNT SRTM devra être confirmée de façon plus précise ultérieurement.

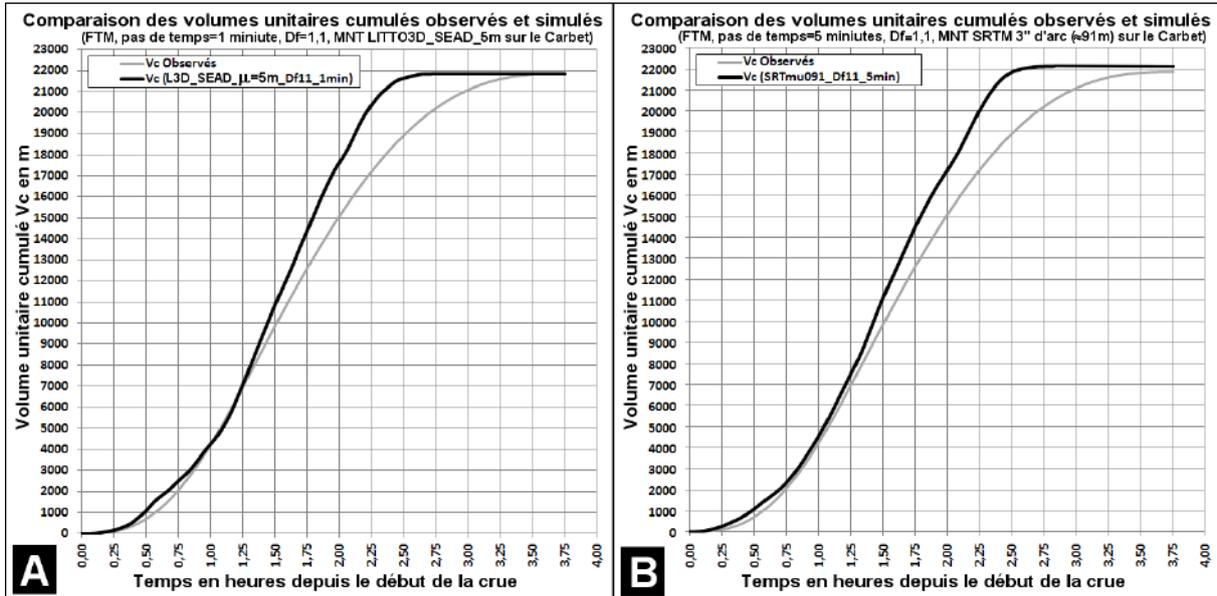


Figure 177: comparaisons des volumes unitaires simulés à partir du MNT LITTO3D_SEAD_5m ($\mu=5m$, A./) et le MNT SRTM ($\mu=91m$, B./) sur le bassin du Carbet. (la courbe en grisés représente les volumes cumulés sur les données observées)

Du second élément, il ressort que l'hypothèse fractale avec $Df \in [1,0 \dots 1,2]$ donne des ordres de grandeur satisfaisant pour les paramètres hydrodynamiques Tr , Tb et Q_{max} avec toutefois des nuances de l'un à l'autre. De façon synthétique, les résultats précédents suggèrent que les processus de début d'évènement à savoir la montée de crue est conforme à une hypothèse basse pour la dimension fractale avec $Df=1,0$. A l'inverse, en fin d'évènement la décrue et notamment Tb sont mieux estimés avec une forte valeur de fractalité avec $Df=1,2$. La pointe de crue et les deux paramètres qui s'y rapportent Tr et Q_{max} sont satisfaisants avec une fractalité intermédiaire $Df=1,1$. Ces observations amènent à penser que les processus d'ensemble agissant au cours d'une crue ne sont pas liés à une dimension fractale constante au cours de la crue. La chronologie des débits à l'exutoire reflétant les isochrones du bassin, cela peut s'interpréter par des vitesses plus rapides dans la partie aval du bassin et l'inverse dans la partie amont. L'interprétation hydrologique nécessite de prendre en compte la dynamique d'une crue notamment:

- L'onde de crue se comporte comme une onde diffusante. Elle est légèrement plus rapide que la vitesse des écoulements ce qui tend à réduire le temps de réponse par rapport à l'estimation qui en est faite avec un modèle dynamique et cinématique comme l'est FTM.
- Ce point est lié au précédent. La pente de la ligne d'eau est plus forte que la pente du lit en phase de montée ce qui accroît la vitesse alors que c'est l'inverse en phase de décrue.
- Toute chose égale par ailleurs, la longueur du tracé des axes d'écoulements des chenaux diminue (et la largeur de ces chenaux augmente) en relation avec le débit réduisant *hypso facto* la dimension fractale et le temps de transit d'un point à un autre.
- La profondeur augmentant avec les débits, il est certain que l'effet de la rugosité du lit au moment de la pointe de crue est réduit. En ce cas cependant, il est possible que la

rugosité des berges voire celle des terrasses fluviales en cas de débordement du lit majeur compensent cet effet (figure 178).

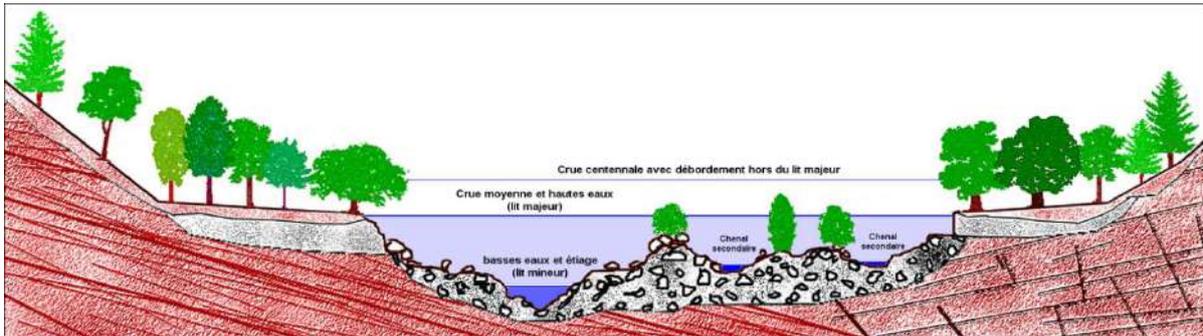


Figure 178: schéma d'une section de rivière avec les éléments du lit, des berges et des terrasses intervenant dans la rugosité en fonction de la hauteur d'eau

Ces remarques apparaissent cohérentes avec l'observation empirique selon laquelle la dimension fractale « opérationnelle » augmenterait de l'aval vers l'amont du bassin. Le seul point qui ne cadre pas tient à la vitesse des transferts en début de crue (D_f proche de 1,0) alors que le niveau d'eau est encore bas et que les écoulements ne font que débordés le lit mineur. Ces effets de tout début de crue pourraient être masqués par l'augmentation rapide de la pente de la ligne d'eau. De plus dans la pratique, le temps effectif de début de crue reste approximatif. Partant d'une utilisation de la notion de fractale pour simuler le comportement des chenaux à l'intérieur des mailles, le paramètre D_f peut aussi être considéré comme un paramètre de calage de la vitesse des transferts.

Dans TOPASE les deux paramètres k et c servent à caler l'hydrogramme simulé. Dans la figure 179A, le paramètre de forme du lit c est fixé 0,2 et le paramètre k varie entre 2 et 10. Dans la figure 179B, la valeur de k est égale à 5 alors que celle de c varie entre 0,01 et 4. Ces simulations utilisent un large spectre de valeurs pour les paramètres de calage. Pour ce ramener au cas d'un bassin naturel, les valeurs admissibles pour k et c sont plus restreintes : de l'ordre de 3 à 5 pour k et 0,2 à 0,33 pour c .

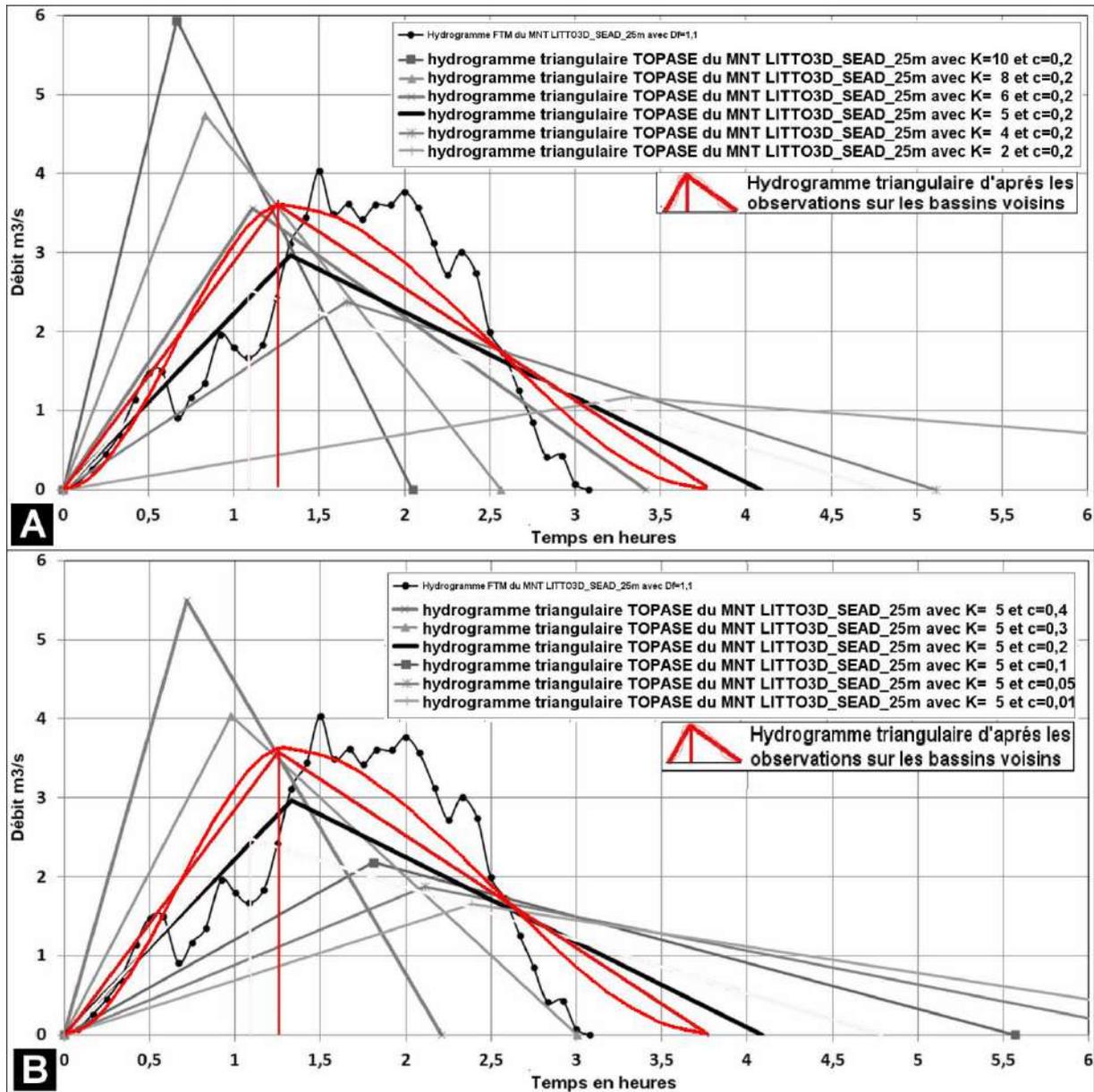


Figure 179: simulations d'hydrogrammes triangulaires en fonction de diverses combinaisons de paramètres k et c de TOPASE sur le bassin du Carbet avec le MNT LITTO3D_SEAD_25m.

Une infinité de combinaisons possibles des deux paramètres de TOPASE peuvent donner le même hydrogramme triangulaire comme l'indique les abaques des figures 180 A, B et C. Compte-tenu des valeurs les plus probables de ces paramètres sur un bassin naturel, les valeurs retenues pour k et c seront respectivement 4,35 et 0,265, cette simulation donnant aux paramètres hydrodynamiques des crues des valeurs proches de celles observées : $T_r=1h14$, $Q_{max}=3,19 \text{ m}^3/\text{s}/\text{mm}_{\text{ruisselé}}$ et $T_b=3h49$.

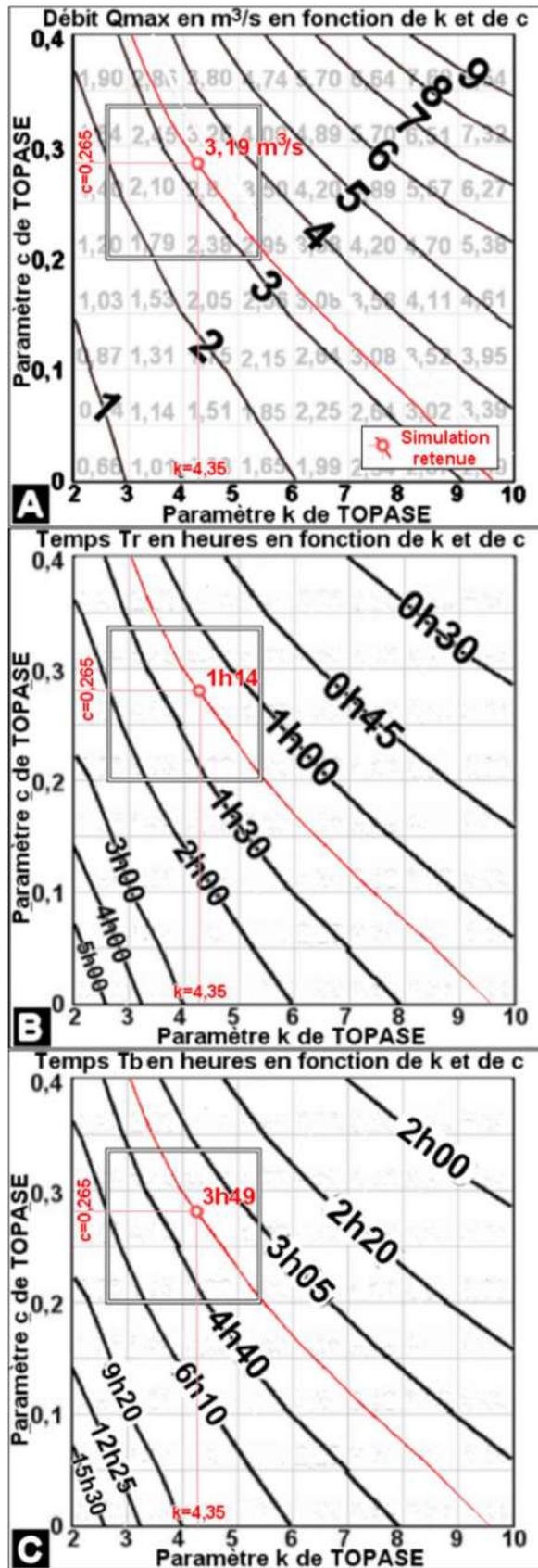


Figure 180: abaques des valeurs des trois paramètres hydrodynamiques T_r , Q_{max} et T_b en fonction des valeurs k et c de TOPASE pour le Carbet avec le MNT LITTO3D_SEAD_25m.

Le carré: valeurs possibles de k et c pour les milieux naturels. La ligne rouge: ensemble des combinaisons possibles de k et c conforme aux données observées. Le point rouge: simulation retenue avec $k=4,36$ et $c=0,265$.

Les deux méthodes de simulations donnent des résultats cohérents et complémentaires sur l'exemple du bassin du Carbet :

- FTM : la méthode se base sur une hypothèse fractale tronquée et procède de propriétés générales reconnues des réseaux d'écoulement. Elle permet de définir un hydrogramme de ruissellement conforme à la structure des écoulements résultant d'une empreinte hydrologique telle que définie par le drainage D8. Elle n'utilise qu'un seul paramètre, celui de la dimension fractale D_f du réseau. La valeur de D_f peut être choisi de façon empirique par calage sur des données observées ou en estimant sa valeur à partir de réseaux hydrographiques numérisés. La spécificité de cette méthode tient à ce que les résultats sont indépendants de la résolution du MNT
- TOPASE : cette méthode statistique fondé sur la forme connue des hydrogrammes de crue fait référence à deux paramètres physiques K et C . Ils peuvent être considérés comme deux paramètres de calage sur des données observées ou être définis a priori en fonction des propriétés hydrologiques des chenaux d'écoulement. L'hydrogramme de crue est certes schématisé de façon triangulaire mais il intègre la phase de tarissement après le pic de crue.

La combinaison des deux méthodes qui s'appuient toutes deux sur des propriétés géométriques, physiques ou statistiques des processus hydrologiques pouvant être appréhendées à l'aide de MNT permet une approche théorique à caractère opérationnel sur les bassins non jaugés. Les enjeux en ce domaine sont multiples et connus dans le domaine du risque et de l'aménagement hydrologique: inondation, étiage, génie civil, érosion, estimation de la ressource...

Figure 181

3.8 Comparaison géomorphométrique avec d'autres îles volcaniques :

Nous utiliserons les deux seuls MNT disponibles à l'échelle de la Terre à savoir celui issu de la SRTM (m=3'' d'arc ~91 mètres) pour la partie émergée et le MNT ETOPO2 (m=2' d'arc ~ 3,6 km) pour la bathymétrie. Le cadre régional de la Martinique fera une large utilisation données du SIG Global Islands Database¹¹ (GID, version janvier 2010, WCMC/UNEP, Cambridge, UK). Ces données ont l'avantage de fournir des données homogènes sur toutes les îles de plus de 0,1 km² sur l'ensemble du globe. Dans un second temps, les résultats hydrogéomorphométriques sur les îles volcaniques de l'arc externe seront comparés sur des MNT SRTM (2003) dont les caractéristiques ont été présentées dans le chapitre précédent.

La Martinique occupe une position centrale par rapport aux Petites Antilles et plus encore au sein de l'arc externe qui égraine onze îles volcaniques depuis Saba au nord jusqu'à Grenade au sud (Figure 182).

Trois types d'îles seront considérés à savoir celles localisées sur le plateau continental (9 îles), sur l'arc externe (8 îles) ou l'arc interne (13 îles). Le tableau 11 présente les caractéristiques géographiques et physiques de ces trois classes d'îles. La distinction entre île basse et île haute se retrouve dans une classification en 5 classes du relief (Tableau 6 colonne Elev_Type) : (-2) île plate (Anegada), (-1) île basse (Anguilla), (0) île collinaire (Barbade), (1) île haute (Martinique) et (2) île montagneuse (La Dominique). Les îles hautes du même type topographique que la Martinique sont soit des îles de l'arc externe volcanique soit des îles du plateau continental sud (Tobago) ou du plateau Portoricain (St-John et St-Thomas).

L'arc externe s'étend sur 730 km et comporte 16 volcans actifs dont un sous-marin au nord de Grenade (Tableau 12). Ils sont de types strato-volcans ayant eu des périodes d'activités pendant la période Holocène ou historique avec une altitude moyenne de 1000 mètres soit environ 3000 mètres de commandement par rapport aux fonds marins.

¹¹ En collaboration avec Arthur Dahl, j'ai été un des principaux concepteurs et contributeurs du SIG GID avec l'appui scientifique et technique du World Conservation Monitoring Centre (WCMC) du Programme des Nations-Unies pour l'Environnement (PNUE) basé à Cambridge au Royaume-Uni.

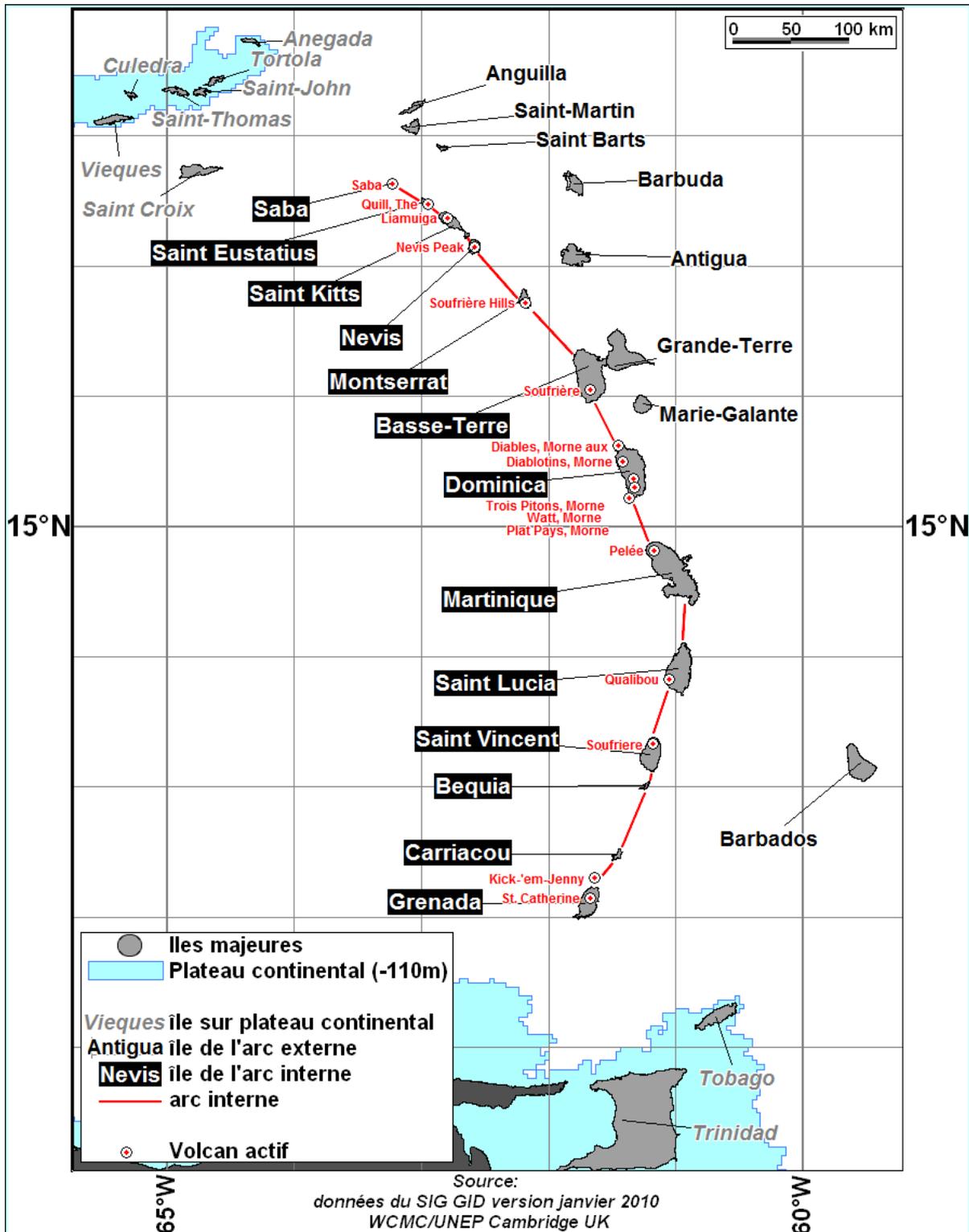


Figure 182 : Contexte régional de la Martinique au sein de l'arc externe volcanique. Sont indiqués les trois principaux types d'îles et la localisation des volcans actifs

Tableau 11 : Caractéristiques géographiques des trois types d'îles des Petites Antilles

A Données géographiques générales											Colonnes du tableau de données issues du SIG Global Islands Database (GID janvier 2010, WCMC/UNEP, Cambridge, UK)				
Geology	code île international	Nom_île (ENGLISH)	Nom_île (LOCAL)	country_code	Sub_Country_code	Area	Perimeter	Longitude	Latitude	Dist_Continent	Elev_Maximum	Elev_Average	Elev_Type	Geology	
															no island
Îles sur plateau continental	1	320 260 000 001 110	Trinidad	Trinidad	TT	??	4868	498	-61,423	10,441	14	938	149,5	0	ID_Island: Code île international (source GID version janvier 2010) Name_Island (ENGLISH): Nom en Anglais (Source GTGN et compilation toponymique à partir de cartes) Name_Island (LOCAL): Nom local en Anglais et autres langues (Source GTGN et compilation toponymique à partir de cartes) Country_Code: Code pays ISO 3166-1 alpha2 Sub_Country_Code: Code territoire ISO 3166-1 alpha2 Area: Surface en km² calculée à partir des traits de côte de GSHHS version 2002 Perimeter: Longueur de la côte en km calculée à partir des traits de côte de GSHHS version 2002 Longitude: Centroïde en X (MinLon+MaxLon)/2 calculée à partir de GSHHS version 2002 Latitude: Centroïde en Y (MinLat+MaxLat)/2 calculée à partir de GSHHS version 2002 Distance_Continent: Distance en km au continent* le plus proche (* Eurasie, Amériques, Antarctique, Australie, Groenland) calculée à partir de GSHHS version 2002 Elev_Maximum: Altitude Maximale en mètres. (Compilation données MNT SRTM et GTOPO30) Elev_Average: Altitude moyenne en mètres (Compilation données MNT SRTM et GTOPO30) Elev_Type: Typologie du relief de l'île de -2 (île plate) à +2 (île montagneuse)
	1	320 260 000 006 660	Tobago	Tobago	TT	??	314	135	-60,684	11,241	119	574	252,6	1	
	2	320 250 000 011 440	Vieques	Vieques	US	PR	140	112	-65,422	18,121	801	289	88,2	0	
	2	320 250 000 016 970	Saint-Thomas	Saint-Thomas	US	VI	77	82	-64,937	18,343	847	468	218,6	1	
	2	320 250 000 019 250	Tortola	Tortola	GB	VG	61	63	-64,635	18,423	853	523	235,9	2	
	2	320 250 000 020 180	Saint-John	Saint-John	US	VI	56	74	-64,729	18,336	845	389	175,6	1	
	2	320 250 000 023 910	Aneгада	Aneгада	GB	VG	41	42	-64,345	18,720	884	6	2	-2	
	2	320 250 000 029 770	Culebra	Culebra	US	PR	29	48	-65,294	18,314	839	189	77	0	
	3	320 250 000 008 350	Sainte-Croix	Sainte-Croix	US	VI	221	102	-64,734	17,729	774	344	130,3	0	
	Îles de l'arc externe	4	320 260 000 002 331	Grande-Terre*	Guadeloupe	FR	GP	607	156	-61,789	17,087	685	387	67,5	
4		320 260 000 007 140	Antigua	Antigua	GB	AG	284	144	-61,789	17,087	685	387	67,5	0	
4		320 260 000 010 270	Barbuda	Dulcina	GB	AG	163	111	-61,811	17,635	747	48	22,8	-1	
4		320 260 000 010 280	Marie-Galante	Marie-Galante	FR	GP	163	53	-61,262	15,941	566	196	63,9	0	
4		320 260 000 014 960	Saint-Martin	Sint Maarten	FR	??	94	66	-63,083	18,066	800	415	98,8	0	
Îles de l'arc interne	5	320 260 000 017 060	Anguilla	Anguilla	GB	AI	76	68	-63,071	18,225	819	70	26,8	-1	Area: Surface en km² calculée à partir des traits de côte de GSHHS version 2002 Perimeter: Longueur de la côte en km calculée à partir des traits de côte de GSHHS version 2002 Longitude: Centroïde en X (MinLon+MaxLon)/2 calculée à partir de GSHHS version 2002 Latitude: Centroïde en Y (MinLat+MaxLat)/2 calculée à partir de GSHHS version 2002 Distance_Continent: Distance en km au continent* le plus proche (* Eurasie, Amériques, Antarctique, Australie, Groenland) calculée à partir de GSHHS version 2002 Elev_Maximum: Altitude Maximale en mètres. (Compilation données MNT SRTM et GTOPO30) Elev_Average: Altitude moyenne en mètres (Compilation données MNT SRTM et GTOPO30) Elev_Type: Typologie du relief de l'île de -2 (île plate) à +2 (île montagneuse)
	6	320 260 000 035 120	Saint-Barts	Saint-Barthélemy	FR	BL	23	35	-62,837	17,906	787	271	87,8	1	
	5	320 260 000 005 200	Barbados	Barbade	BB	??	443	99	-59,537	13,190	345	339	144,2	0	
	6	320 260 000 002 710	Martinique	Martinique	FR	MQ	1141	322	-61,026	14,634	400	1377	280,1	1	
	6	320 260 000 002 330	Basse-Terre*	Guadeloupe	FR	GP	861	169	-61,487	16,234	557	1454	276,9	1	
Îles de l'arc interne	6	320 260 000 003 540	Dominica	Dominica	DM	??	764	154	-61,369	15,421	483	1420	283	2	Area: Surface en km² calculée à partir des traits de côte de GSHHS version 2002 Perimeter: Longueur de la côte en km calculée à partir des traits de côte de GSHHS version 2002 Longitude: Centroïde en X (MinLon+MaxLon)/2 calculée à partir de GSHHS version 2002 Latitude: Centroïde en Y (MinLat+MaxLat)/2 calculée à partir de GSHHS version 2002 Distance_Continent: Distance en km au continent* le plus proche (* Eurasie, Amériques, Antarctique, Australie, Groenland) calculée à partir de GSHHS version 2002 Elev_Maximum: Altitude Maximale en mètres. (Compilation données MNT SRTM et GTOPO30) Elev_Average: Altitude moyenne en mètres (Compilation données MNT SRTM et GTOPO30) Elev_Type: Typologie du relief de l'île de -2 (île plate) à +2 (île montagneuse)
	6	320 260 000 004 090	Saint-Lucia	Saint-Lucia	LC	??	620	160	-60,977	13,907	329	876	294,9	1	
	6	320 260 000 006 160	Saint-Vincent	Saint-Vincent	VC	??	353	92	-61,202	13,250	263	1202	495,2	2	
	6	320 260 000 006 510	Grenada	Grenade	GD	??	323	125	-61,705	12,109	138	823	305,5	2	
	6	320 260 000 009 890	Saint-Kitts	Saint-Kitts	KN	KN	174	87	-62,746	17,314	708	1041	169,7	2	
	6	320 260 000 014 220	Montserrat	Montserrat	GB	MS	100	47	-62,196	16,750	653	889	381,4	2	
	6	320 260 000 014 620	Nevis	Nevis	KN	KN	97	40	-62,590	17,149	697	961	168,9	2	
	6	320 260 000 035 550	Saint-Eustatius	Statia	NL	AN	22	22	-62,971	17,490	741	570	190,3	2	
	6	320 260 000 046 370	Saba	Saba	NL	AN	14	16	-63,239	17,630	761	854	230,2	2	
	7	320 260 000 026 610	Carriacou	Carriacou	GD	??	35	41	-61,464	12,480	193	285	137,4	1	
7	320 260 000 039 190	Bequia	Bequia	VC	??	19	35	-61,248	13,013	254	260	161,5	1		

B Données Physiques générales											Classes d'île				
Classes d'île	Île	Clim_Rainfall	Clim_Rain_Max	Clim_Temperature	Clim_Temp_Min	Clim_Temp_Max	Clim_WR_Rivers	Clim_WR_Lakes	Clim_WR_Swamps	Clim_WR_Lagunes	Clim_Water	Clim_Past_Connection	Biol_Ecosystem	Biol_Nb_Ecosystem	Trois classes d'île
Îles sur plateau continental	Trinidad	1805	277	26,2	24,8	27,1	372	1	8	0	3	5	1	NT1401	9
	Tobago	1998	267	26,7	25,7	27,3	25	0	1	1	6	1	NT0171	2	
	Vieques	1582	220	26,2	24,5	27,7	0	9	0	0	14	33	NT0226	4	
	Saint-Thomas	1321	191	26,4	24,5	27,8	1	0	0	0	22	33	NT0134	2	
	Tortola	1140	151	26,4	24,7	27,8	24	1	0	0	24	33	NT1305	2	
	Saint-John	1140	151	26,4	24,7	27,8	4	2	0	0	24	33	NT1305	2	
	Aneгада	1122	171	26,2	24,6	27,6	0	0	0	1	0	1	33	NT1305	1
	Culebra	1501	191	26,3	24,5	27,7	0	3	0	0	0	14	33	NT0226	2
	Sainte-Croix	1152	149	26,6	25,1	27,8	1	2	0	0	0	3	0	NT1305	3
	Îles de l'arc externe	Grande-Terre*													
Antigua		1744	253	26	24,1	27,5	0	3	1	0	7	10	0	NT0220	4
Barbuda		1217	165	26,2	24,5	27,6	0	0	0	3	0	1	0	NT1305	2
Marie-Galante		2235	272	26,3	24,5	27,4	8	0	0	0	7	0	NT1402	2	
Saint-Martin		1453	184	27	25,3	28,2	1	4	6	12	0	7	0	NT1305	1
Îles de l'arc interne	Anguilla	1632	219	26,9	25,1	28,2	0	0	0	0	7	0	NT1305	2	
	Saint-Barts	1353	188	26,6	25	27,9	0	0	0	0	7	0	NT1402	1	
	Barbados	1384	199	26,7	25,2	27,6	2	1	1	0	1	1	0	NT1305	1
	Martinique	2163	286	26,2	24,7	27,3	130	0	0	2	3	15	0	NT1305	8
	Basse-Terre*	2035	266	26,1	24,2	27,7	138	14	0	3	0	7	0	NT1402	11
	Dominica	2151	272	26,3	24,8	27,4	54	3	0	0	3	1	0	NT0179	2
	Saint-Lucia	2199	286	26,5	25,2	27,5	42	0	0	0	3	0	0	NT1305	3
	Saint-Vincent	2161	268	26,7	25,8	27,5	3	1	0	0	1	3	0	NT0220	5
	Grenada	1807	233	26,7	25,4	27,7	43	6	0	1	0	13	0	NT0220	3
	Saint-Kitts	1266	189	26,5	24,9	27,7	39	8	0	0	0	2	0	NT0134	3
Montserrat	1656	213	26,1	24,3	27,4	39	0	0	0	20	1	0	NT1305	4	
Nevis	1266	189	26,5	24,9	27,7	3	0	0	0	2	2	0	NT0134	2	
Saint-Eustatius	1310	189	26,6	24,9	27,9	3	0	0	0	0	2	0	NT0220	1	
Saba	1340	165	26,8	25,2	28	5	0	0	0	0	1	0	NT1305	1	
Carriacou	2035	254	26,7	25,7	27,7	0	0	0	0	0	17	0	NT0220	3	
Bequia	2143	268	26,7	25,8	27,5	0	0	0	0	0	14	0	NT1305	2	

* Compilation of Oceanic Climatic Data (OCD, Legates & Willmot, 1990) and WorldClim
 ** Dérivé de Getty Thesaurus of Geographical Names (GTGN)
 *** Dérivé de MNT ETOPO2 (cote -110 mètres)
 **** Dérivé de la classification écosystème de WWF

Tableau 12 : Les volcans actifs de l'arc interne des Petites Antilles

Nom du volcan	île	Altitude (m)	Type	Eruption	Latitude	Longitude
Mont Scenery	Saba	887	Strato volcan	Historique	17,63	-63,23
The Quill	Saint-Eustache	601	Strato volcan	Dat. Radiocarbone	17,48	-62,95
Liamuiga	Saint-Kitts	1156	Strato volcan	Dat. Radiocarbone	17,37	-62,80
Nevis Peak	Nevis	985	Strato volcan	Holocène	17,15	-62,58
Soufrière Hills	Montserrat	915	Strato volcan	Historique	16,72	-62,18
Soufrière (Guadeloupe)	Basse-Terre	1467	Strato volcan	Historique	16,05	-61,67
Morne aux Diables	Dominique	861	Strato volcan	Holocène	15,62	-61,45
Morne Diablotins	Dominique	1430	Strato volcan	Holocène	15,50	-61,42
Morne des Trois Pitons	Dominique	1387	Dômes de lave	Dat. Radiocarbone	15,37	-61,33
Morne Watt	Dominique	1224	Strato volcan	Historique	15,30	-61,32
Morne Plat Pays	Dominique	960	Strato volcan	Dat. Radiocarbone	15,22	-61,37
Montagne Pelée	Martinique	1397	Strato volcan	Historique	14,82	-61,17
Qualibou	Sainte-Lucie	777	Caldera	Historique	13,83	-61,05
Soufriere (St. Vincent)	Saint-Vincent	1220	Strato volcan	Historique	13,33	-61,18
Kick-'em-Jenny	au nord de Grenade	-182	Volcan sous-marin	Historique	12,30	-61,64
Sainte-Catherine	Grenade	840	Strato volcan	Holocène	12,15	-61,67

La distance moyenne entre ces volcans est de 50 km environ avec des inter distances de 10 km entre les 5 édifices de la Dominique et 125 km entre La Soufrière de Saint-Vincent et le volcan Kick-'em-Jenny¹². S'intercalant entre les 13 îles principales jalonnant la chaîne, des îles plus menues et des îlots constituent les ultimes témoins d'activités volcaniques plus anciennes: l'îlot de Redonda entre Nevis et Montserrat (0,85 km² appartenant à Antigua et Barbuda), l'archipel des Saintes au sud de Basse-Terre (8 îlots de 0,04 à 7,5 km²), enfin le chapelet des Grenadines entre Saint Vincent et Grenade (97 îles de 0,01 à 35,3 km² partagées entre les deux états insulaires voisins). En excluant le cas particulier que constituent ces dernières entre Saba et Grenade, la distance moyenne entre les points émergés est de 60 km. Sur cette base, la conclusion est que les éléments fondamentaux responsables de la formation des Petites Antilles sont des édifices volcaniques espacés de 50 à 60 km en moyenne. Cette valeur peut être comparée avec celle estimée sur d'autres structures volcaniques présentant un alignement plus ou moins marqué. Les chiffres varient entre 20 et 200 km comme l'indique la liste ci-dessous:

- 20 km : l'arc Guam-Miyaké au Sud du Japon,
- 45 km : la chaîne de volcans actifs essentiellement sous-marins de Late-Fonga island à l'ouest du Tonga Tapu dans le Pacifique Sud,
- 65 km : L'archipel des îles Sandwich dans le sud périanarctique de l'Atlantique,
- 70 km : L'arc des îles Aléoutiennes entre l'Alaska et le Kamchatka dans le Pacifique Nord.
- 80 km : l'Archipel Hawaïen, Arc du Vanuatu, Archipel des îles Balleny proche de l'Antarctique, L'alignement des Samoa, les Atolls des îles Loyauté à l'est de la Nouvelle-Calédonie,
- 100 km : l'Archipel des Kouriles, l'archipel des Canaries,
- 190 km : L'alignement Annobon-Mont Cameroun dans le Golfe de Guinée,
- 200 km : L'alignement des îles Australes en Polynésie Française
- 270 km : les îles Comores dans le Déroit du Mozambique.

Ces chaînes de volcans sont majoritairement localisées le long des marges actives des plaques tectoniques, soit à des points chauds intra-plaques. Comme indiqué précédemment,

¹² dont les éruptions sont fréquentes menaçant les populations des Grenadines

l'arc interne des Petites Antilles procède du glissement de la plaque Atlantique sous la plaque Caraïbe. Le contexte le plus semblable en termes d'échelle et de géotectonique est celui de la chaîne des îles volcaniques des Sandwich du Sud qui présentent un espacement moyen inter insulaire de 65 km du même ordre que celle des Petites Antilles (Figure 183).

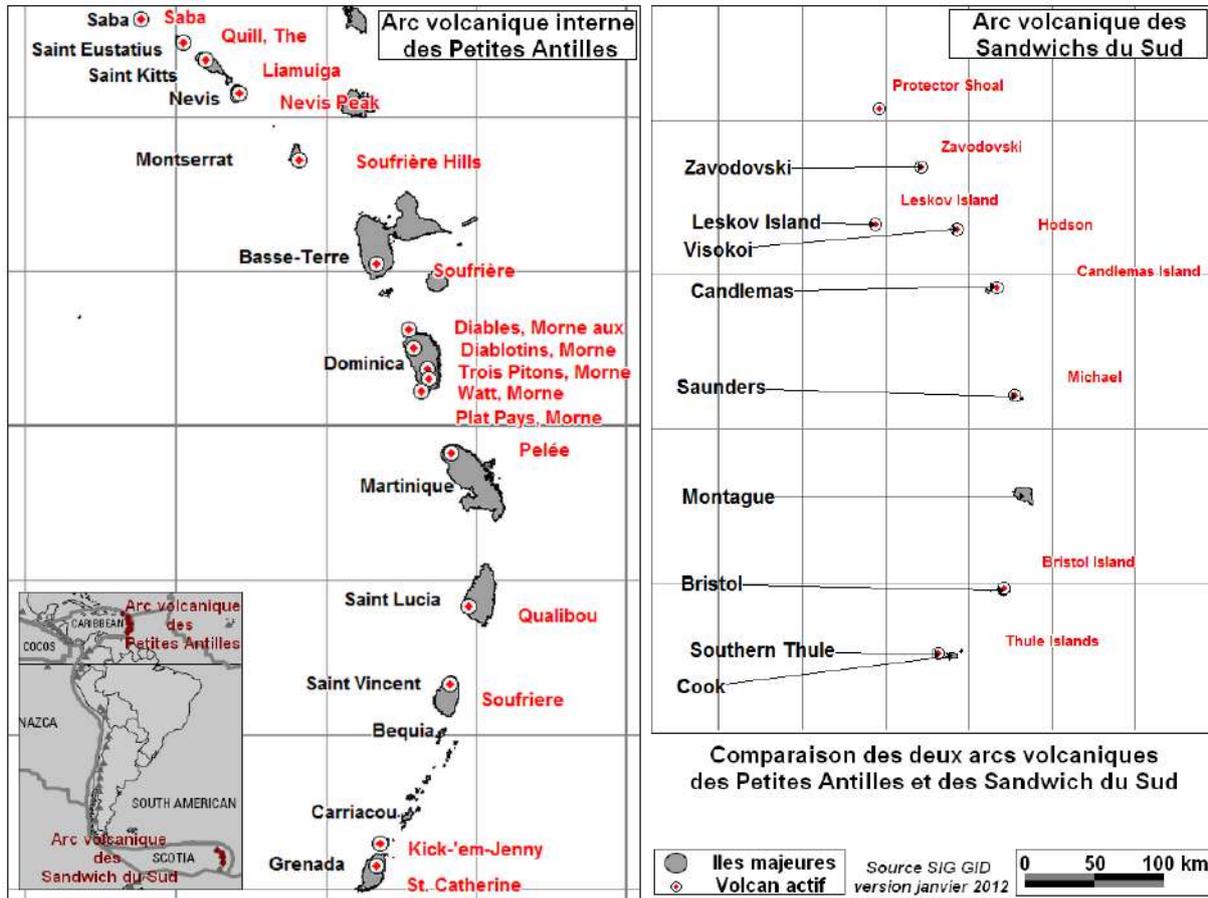


Figure 183 : Comparaison des arcs volcaniques des Petites Antilles et des îles Sandwich du Sud

La comparaison de la topographie et la bathymétrie de ces deux chaînes permet de mieux établir leur similitude morpho-tectonique au contact de deux plaques (Figure 184). Les deux îles principales se localisent au centre de l'arc et sont bordées au sud-est par deux zones d'accrétion sous marine (Barbade dans la Caraïbe, haut-fond aux Sandwich du Sud).

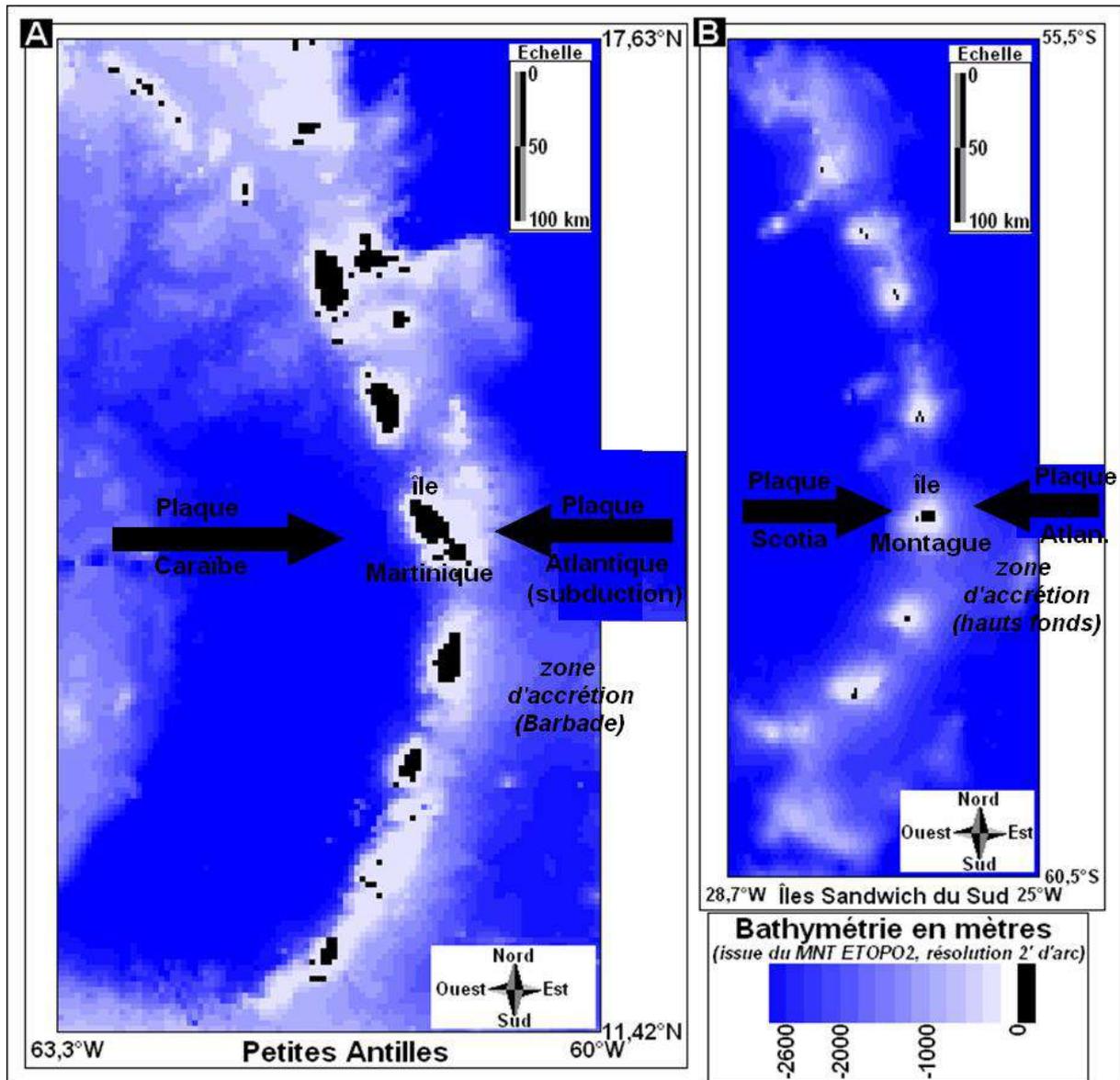


Figure 184 : comparaison de la bathymétrie et des chaînes insulaires entre l'arc externe volcanique des Petites Antilles et celui des îles Sandwich du Sud (Source MNT ETOPO2)

Le dispositif bathymétrique d'ensemble présente de forte analogie si ce n'est que les profondeurs moyennes encadrant les îles Sandwich sont de -2575 au lieu de 2050 mètres pour les Petites Antilles. La dissymétrie est-ouest résultant de la confrontation des deux plaques est sensible sur les deux îles principales (figures 185 A et B). Les profils moyens nord-sud font apparaître la même structure en dents de scie des deux arcs avec des amplitudes plus fortes pour les Sandwichs, et un espacement plus faible pour les Petites Antilles (Figures 185 A' et B').

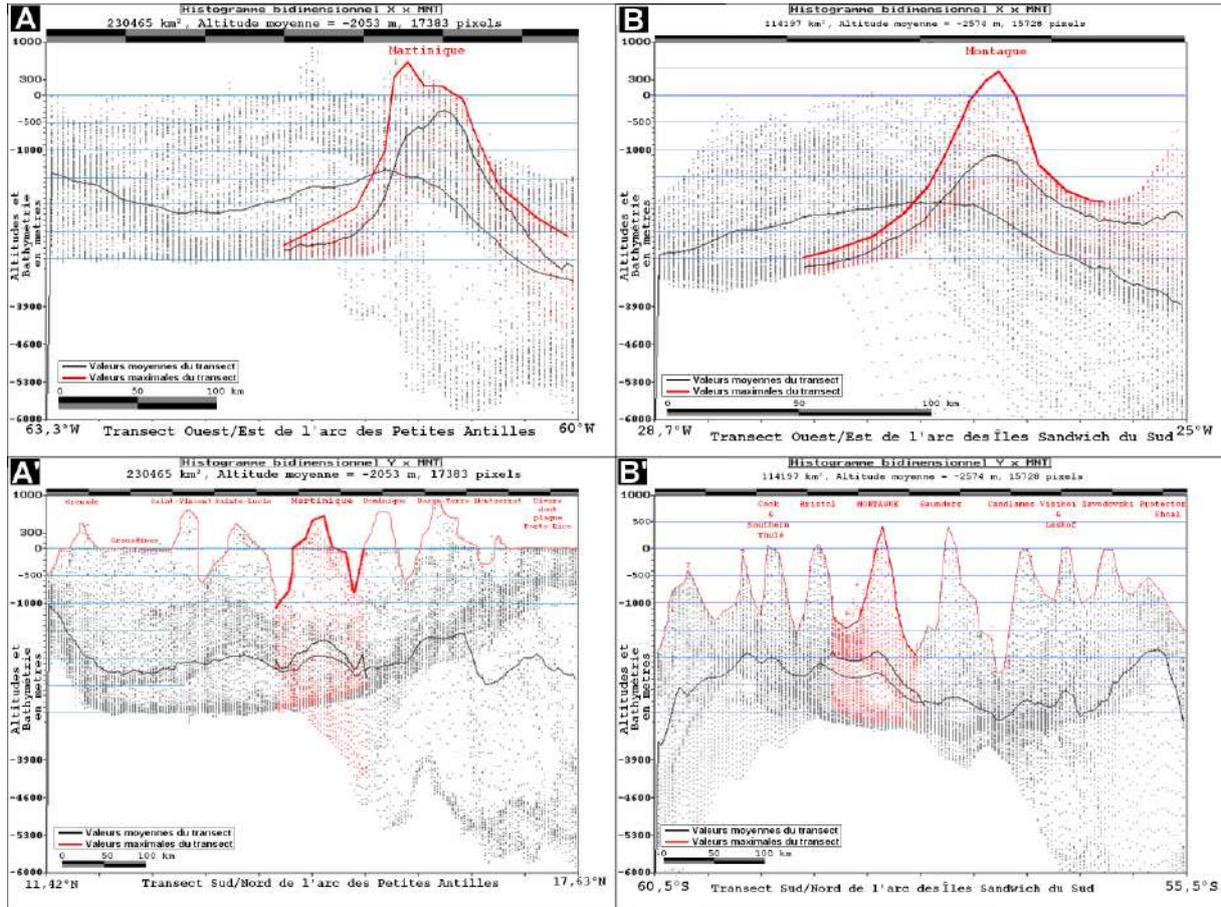


Figure 185 : Transects moyens latitudinaux (A' et B') et longitudinaux (A et B) pour les arcs volcaniques des petites Antilles (A et A') et des îles Sandwich du Sud (B et B')
(dérivés des DB du MNT ETOPO2 de 2 minutes d'arc de résolution)

La superposition des figures précédentes permet de mieux comparer les transects moyens obtenus sur ces données (figure 186). Les profils topographiques s'est-ouest (186B) sur les îles de Martinique et de Montagu font apparaître la similitude des formes d'ensemble vers l'ouest alors que du côté Atlantique face à la plaque en subduction, la Martinique présente un dôme qui est totalement absent sur Montagu. Cette différence est liée à la présence d'anciens édifices volcaniques dans la partie est de la Martinique.

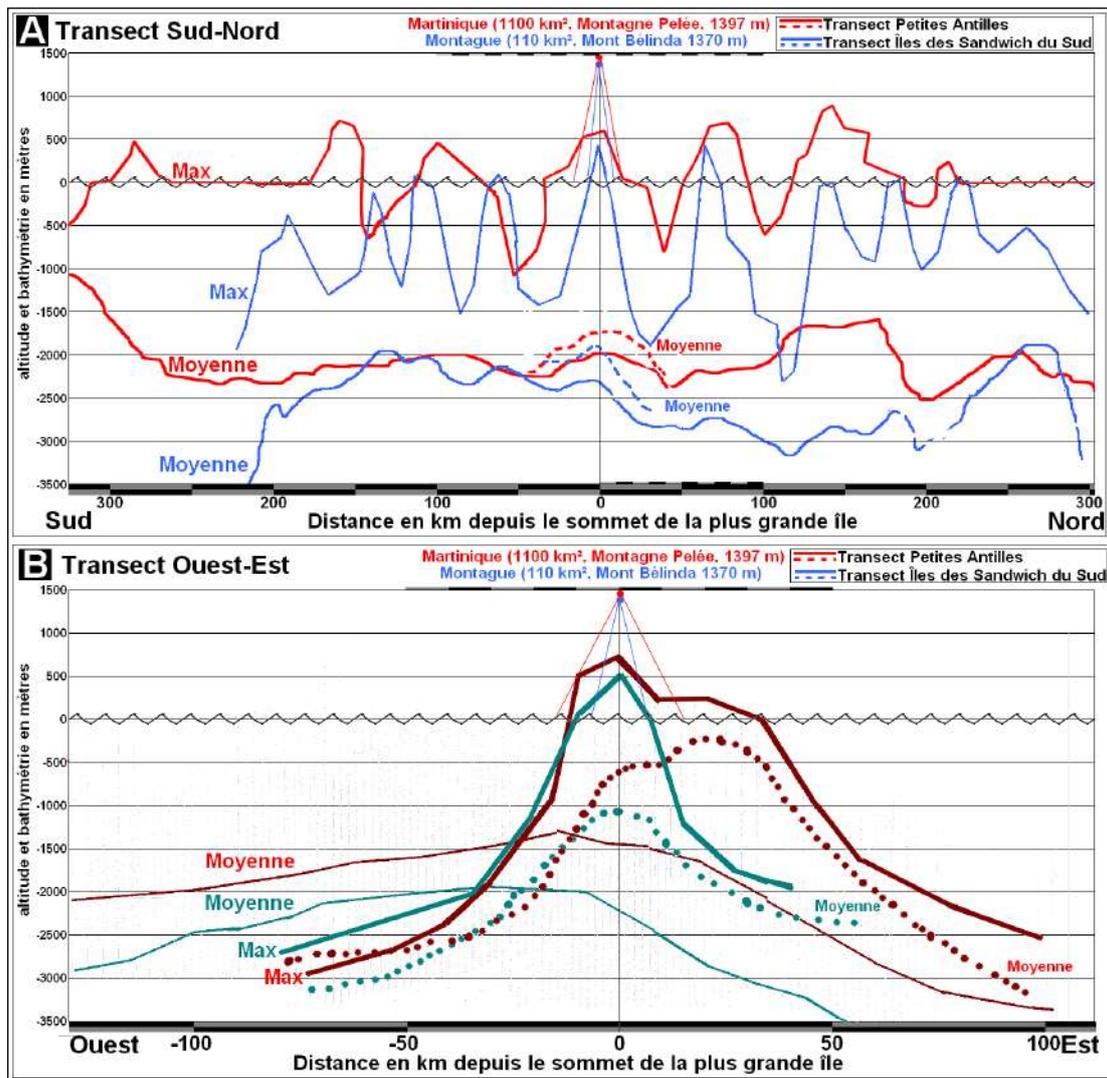


Figure 186 : Transects moyens latitudinaux (A) et longitudinaux (B) des Petites Antilles et des îles Sandwich du Sud centrés sur respectivement la Martinique et l'île de Montagu.

L'intérêt des MNT bathymétrique GTOPO2 en dépit de leur résolution supra kilométrique s'avère évident utile pour comparer les contextes morpho-structuraux à l'échelle régionale comme le démontre ce qui précède. Sur cette base, il est au moins possible d'établir des chorèmes morphologiques à l'échelle des plaques (Figure 187), voire même sur les îles principales (figure 188). A l'échelle régionale, ces schémas synthétisent l'information en terme de comparaison Figure 187 A et B) : les « éventails » de l'arc des Petites Antilles et des Sandwich du Sud forment un angle de l'ordre de 90° (α_v 92 et 88°) avec des rayons respectifs de 450 et 300 km (R_v). En utilisant les valeurs d'angles (α_v) et de rayon (R_v) avec le nombre de volcans actifs (N_{va} , voir tableau 12 pour l'arc des Petites Antilles), la distance moyenne entre ceux-ci est de 69 km pour les Antilles et de 46 km pour les Sandwichs. Ces indices généraux peuvent apparaître approximatifs. Ils n'en permettent pas moins de qualifier les différences observées. Ce type d'analyse sur la base de MNT Bathymétrique plus précis à venir mériterait d'être systématiser sur l'ensemble des arcs insulaires du Monde. A titre anecdotique, il est curieux de mentionner que les marins utilisaient volontiers le terme de « Caraïbes australes » pour les Sandwich du Sud ; simple rêve poétique d'un marin perdu dans les brumes glaciales et venteuse du Détroit de Drake ou constat empirique de similitudes évidentes entre ces deux chapelets d'îles ?

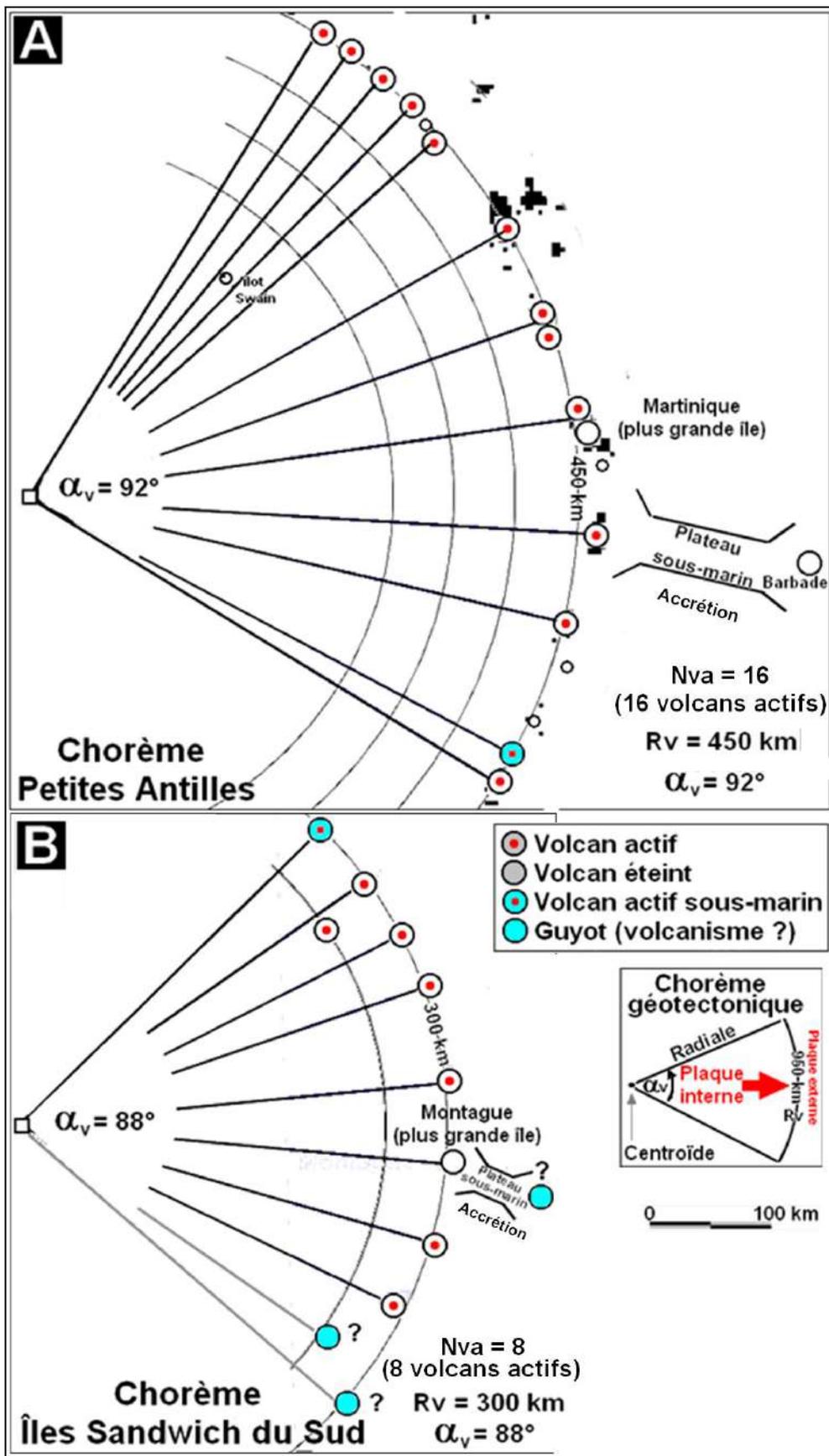


Figure 187 : chorèmes des arcs volcaniques insulaires des Petites Antilles (A) et des îles des Sandwich du Sud (B).

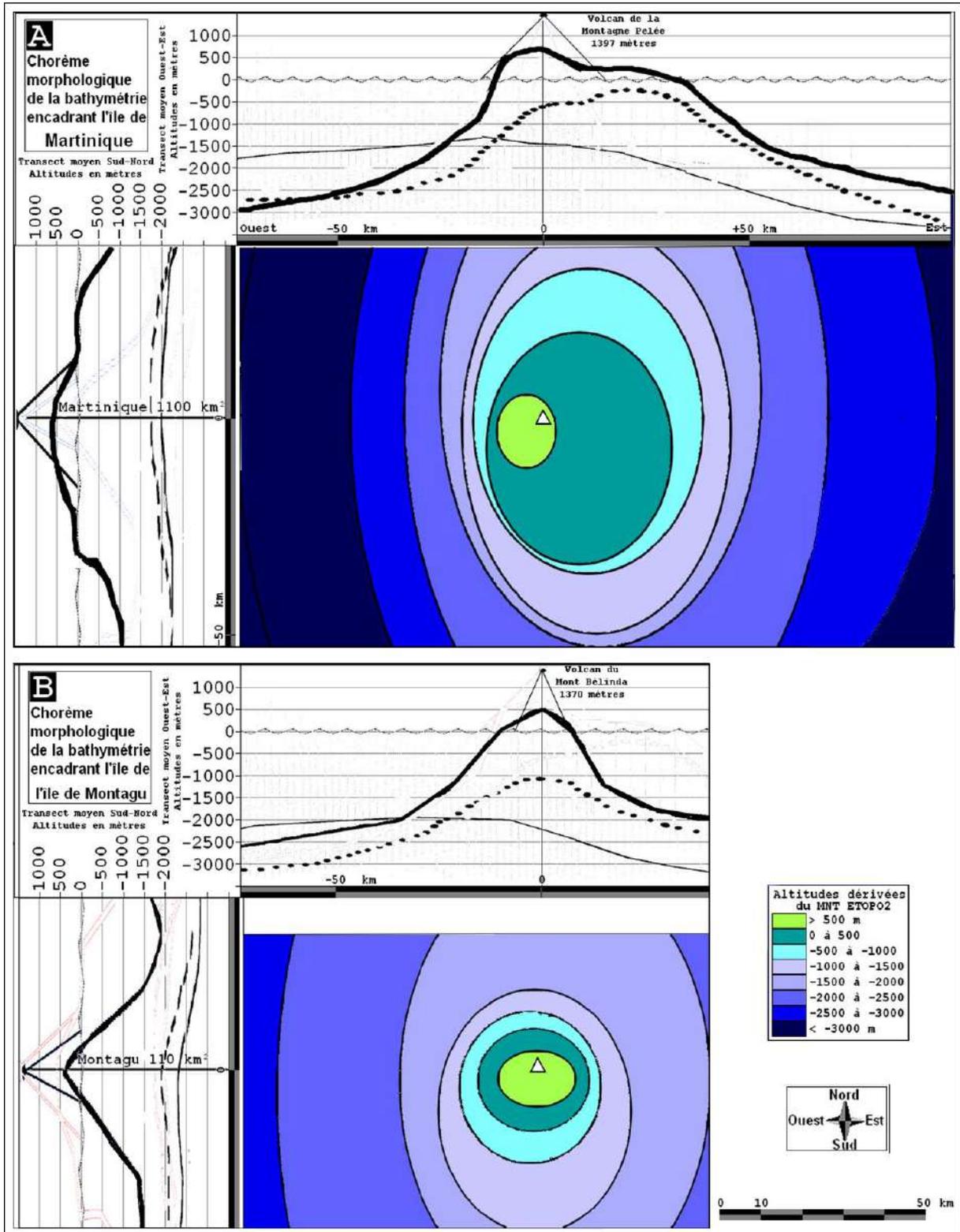


Figure 188 : chorèmes morphologiques de la bathymétrie des îles de la Martinique et de Montagu (dérivés de MNT ETOPO2)

La disponibilité des MNT SRTM permet de procéder à une étude comparative de l’empreinte morphologique de la partie émergée des Petites Antilles ce que ne peut être fait avec les MNT bathymétrique ETOPO2. Les propriétés statistiques des empreintes hydrologiques des bassins versants et morpho structurales des massifs seront déterminées par la méthode liant la fréquence des objets à leur taille $\text{Ln}(F)/\text{Ln}(S)$.

Les bassins versants forment un partitionnement de l’espace tel que chaque point appartient à un objet et un seul soit une tessellation. Les courbes de la figure 188 démontrent que les propriétés de distribution entre les fréquences cumulées F et la superficie des bassins peuvent être ajustées par morceaux par des fonctions de type $F=a.S^{-b}$. Le paramètre b équivaut à la pente de la droite sur un graphique Log/Log , la dimension fractale D_f étant telle que $D_f=2b$ selon la méthode de comptage de boîte. L’ajustement de ce type de fonction est satisfaisant pour les bassins compris entre 0,6 et 35 km^2 que ce soit à l’échelle des Petites Antilles que sur trois îles correspondant aux principaux types morpho-tectonique : Trinidad pour les îles non-volcaniques faisant partie des plateau continentaux, la Martinique pour les îles volcaniques de l’arc interne et Grande-Terre pour les îles de l’arc externe (voir carte de la figure 180). Les pentes b pour ces quatre courbes sont comprises entre 0,544 et 0,785, soit des dimensions fractales comprises entre 1,088 et 1,57.

Les grands bassins au-delà de 35 km^2 ne s’ajustent pas sur cette loi de distribution quel que soit le type d’île. Toutefois, La Martinique se singularise par un changement de tendance vers 4 km^2 . Les bassins de taille inférieure à cette valeur ont une distribution du même type que celle de Trinidad et Grande-Terre avec une valeur de b de l’ordre de 0,55. En revanche, les bassins martiniquais dont la taille est supérieure à 4 km^2 , la pente b est proche de 1 suggérant un partitionnement différent de l’espace hydrographique.

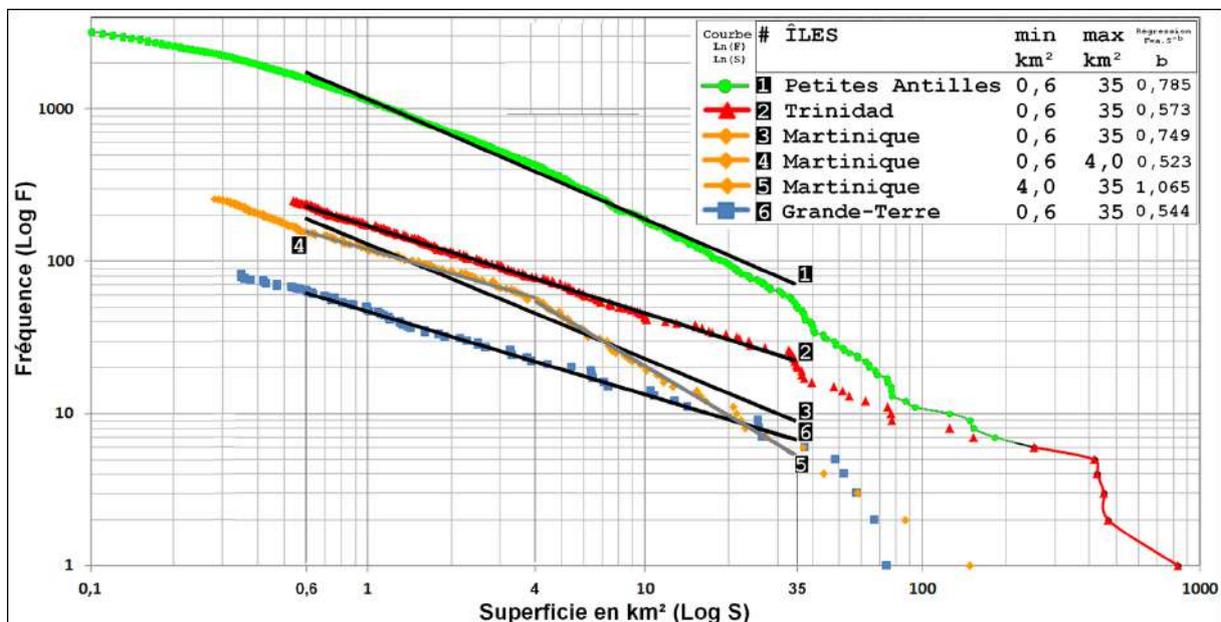


Figure 189 : courbes $\text{Ln}(F)/\text{Ln}(S)$ pour les bassins versants et par îles dans les Petites Antilles (calculées à partir du MNT SRTM)

La figure 189 reprend l’analyse précédente en l’appliquant à un plus large échantillonnage : 13 îles de l’arc interne dont la Martinique (Figure 189A), 7 îles de l’arc

externe dont Grande-Terre (Figure 189B) et 9 îles non volcaniques dont Trinidad (Figure 189C). Le seuil vers 4km² se retrouve sur quelques îles de l'arc externe dont Basse-Terre, Sainte-Lucie, Grenade, Saint-Kitts et Nevis. Il est en revanche moins net sur la Dominique et se situe vers 2 km² pour Montserrat. Le seuil de 4 km² n'est pas sensible sur les îles de l'arc externe et celles non volcaniques, à l'exception de Viéques pour ces dernières.

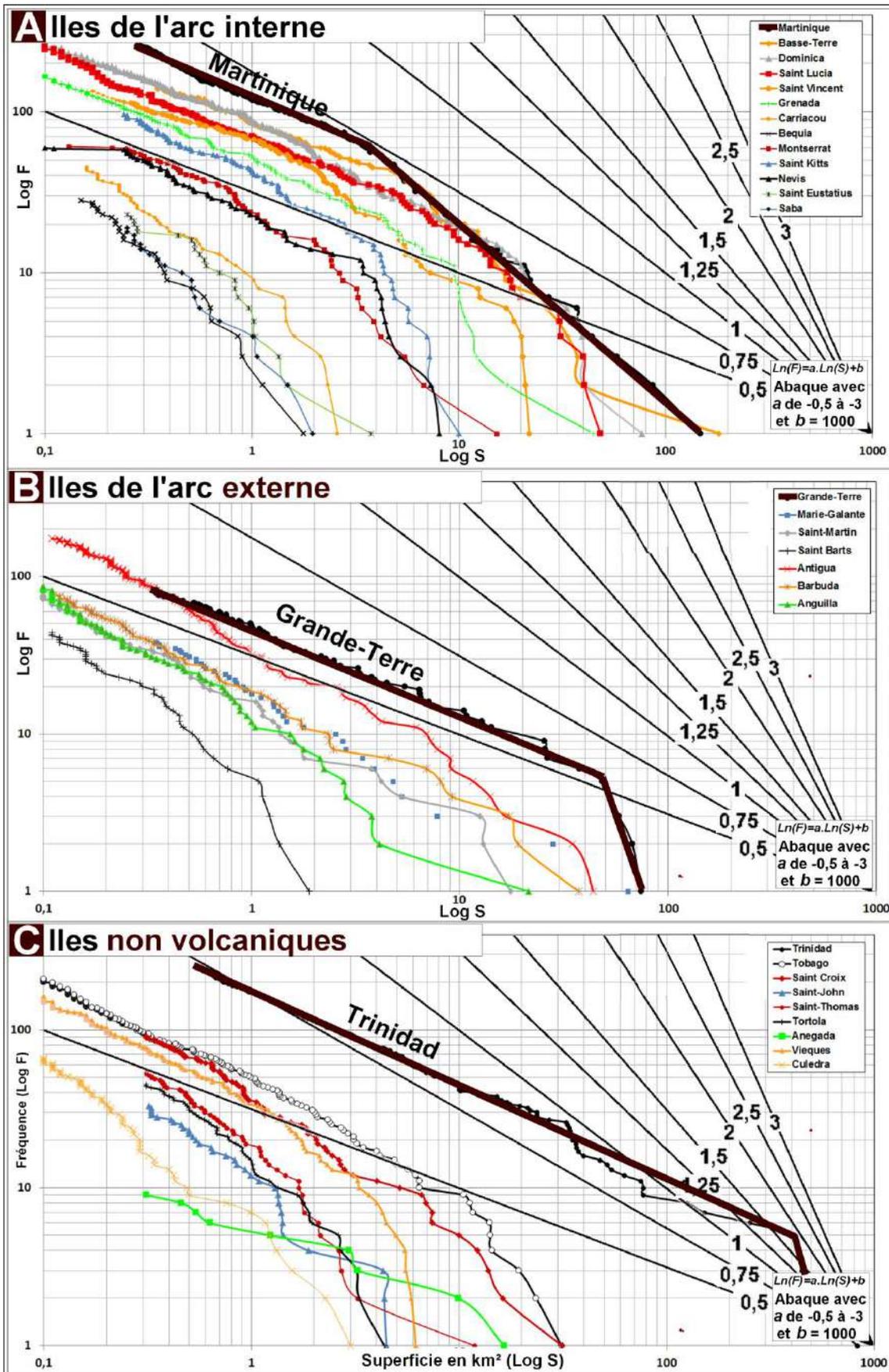


Figure 190: courbe de distribution des superficies de bassins versants par île pour l'arc des Petites Antilles

A./ Iles de l'arc interne B./ Iles de l'arc externe C./ Iles non volcaniques

L'interprétation de ces seuils relève de deux types d'argumentaires. Le décrochement des courbes pour les grands bassins quelle que soit la taille des îles procèdent de l'hypothèse suivante ; les phénomènes de capture contribuent à faire apparaître de grands bassins bien plus grand que leurs homologues voisins dans le cadre de ce que nous pourrions qualifier de « lutte pour l'espace hydrographique ». Ce phénomène conduit à la présence de « monstre » hydrographique au sens de la distribution des tailles de bassin comme observé précédemment sur les courbes de classement par rang (voir figure 118).

Le seuil vers 4 km² observé sur les plus grandes îles volcaniques à l'exception notable de la Dominique peut s'interpréter comme résultant de la forme de cône particulière des édifices volcaniques et de son effet sur la structure des bassins qui le draine (voir carte des bassins de la Figure 134 et chorème de la Montagne Pelée de la figure 136); Les principaux bassins rayonnant à partir du sommet draine une large portion du volcan ne laissant que des espaces interstitielles pour des bassins plus petits d'altitudes plus faibles. De plus, de par leur étendue et le fait qu'ils drainent les parties les plus élevées et donc pluvieuses, ils seront plus à même de capturer dans le long terme des bassins interstitielles, le bassin du Carbet en Martinique en étant un bon exemple.

Cette méthode appliqués aux massifs tout ordre confondus pour les îles volcaniques de l'arc se conforme aux mêmes propriétés d'ensemble avec des fonctions de distribution $F=a.S^{-b}$ du même type que précédemment pour des massifs compris entre 2 et 100 km². La valeur de b est comprise entre 0,681 pour Saint-Eustache et 0,958 pour la Dominique. Le décrochement au-delà de 100km² s'il est moins net que pour les bassins au-delà de 30 km² reste sensible.

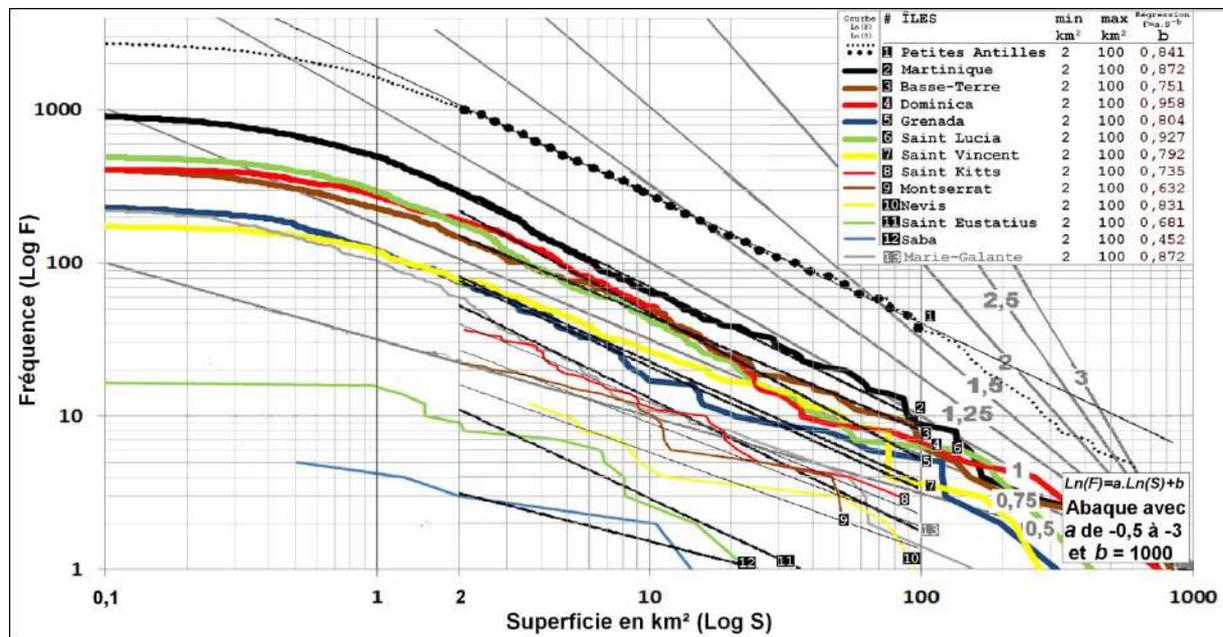


Figure 191 : courbe de distribution des superficies de massifs pour les îles de l'arc interne (+ Marie-Galante) des Petites Antilles

Quelques commentaires théoriques s'imposent quant à ces résultats. Le changement de tendance pour les petits massifs (<2km²) est lié à un sous échantillonnage de ces formes avec le MNT SRTM. S'agissant de forme dans le plan, la dimension fractale possible pour les objets étudiés doit être comprise entre 1 et 2 ce qui suppose que le paramètre b doit avoir des

valeurs comprises entre 0,5 et 1. Les deux valeurs aberrantes constatées pour les bassins de la Martinique (superficie > 4 km², $b=1.065$?, Figure 188) et pour les massifs de Saba ($b=0,452$?, Figure 190) doivent être dû à un biais d'échantillonnage dans l'ajustement des courbes. Le dernier point porte sur la différence de topologie entre les deux types de partition de l'espace par bassins et par massifs. Les bassins doivent être connectés à la côte ce qui implique des règles spécifiques en termes de segmentation de l'espace et de voisinage. La figure 190 intègre les résultats des massifs tous ordres compris. Il ne s'agit donc pas d'une seule partition de l'espace mais de plusieurs combinées. Il aurait été préférable de le faire pour chaque ordre notamment l'ordre 0 qui reflète directement l'organisation de l'espace en fonction des points hauts indépendamment de leur importance.

3.9 Hydrogéomorphométrie haute résolution ... sur le terrain :

L'apport de l'hydrogéomorphométrie haute résolution est indubitablement un outil de premier ordre pour préparer une campagne de terrain. Une anecdote à la fois édifiante et cocasse servira ce propos. Fort des résultats « sur écran » sur l'encoche de la Feuille, Guillaume Lalubie et moi-même partîmes sur le terrain afin d'explorer cette zone d'un hectare. L'objectif était en priorité de voir les néo-ravines issues de la capture de ce bassin élémentaire (Figure 192A). Ces formes d'échelle métrique étaient évidentes sur le MNT Litto3D et procédaient selon nous de l'inversion de l'écoulement suite à la capture.

Dans la partie amont de l'encoche, le vallon à peine esquissé responsable d'une concentration des écoulements sub superficiels était effectivement perceptible sur le terrain (figure 192B). En revanche, carte en main (celle de la figure 167B), nous ne parvînmes pas à observer ces néo-chenaux dans la partie aval (figure 192C). C'est donc avec la plus grande perplexité que nous examinâmes les deux hypothèses susceptibles de résoudre cette énigme :

- Ces formes n'existent pas : en ce cas, comment expliquer cette forme typique de deux « drains » convergents vers la nouvelle capture ? Il est peu probable que le sursol puisse engendrer de tels artefacts.
- Ces formes existent : la partie nord concernée étant densément boisée ces ravines seraient masquées par la végétation. En ce cas, il est probable qu'elles n'auraient pas pu être détectées par le lidar.

Le problème reste posé d'autant que les formes suggérées par le MNT étaient cohérentes avec le contexte géomorphologique : capture, incision du drain principal, inversion de l'écoulement et ravinement.

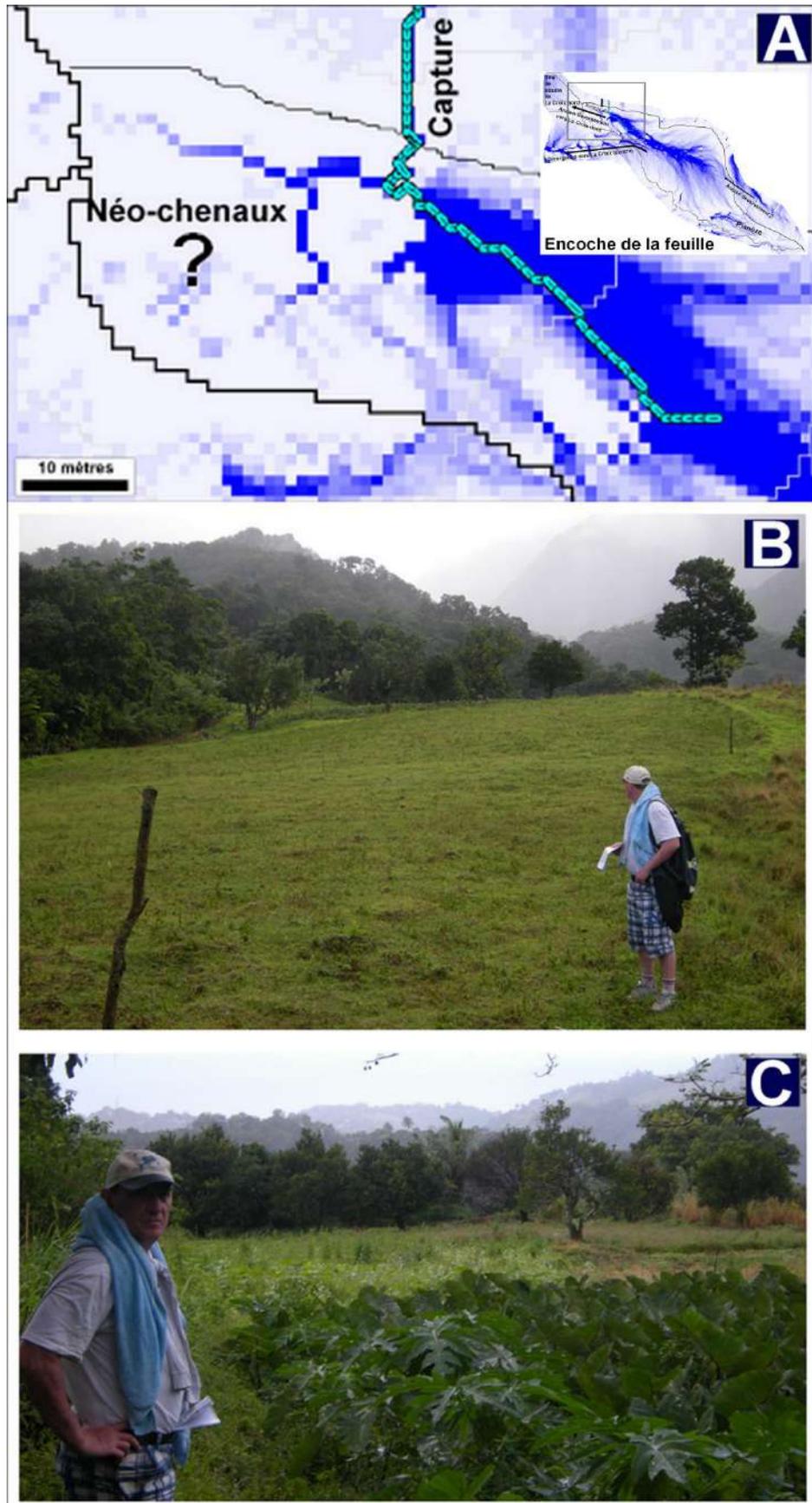


Figure 192 : l' encoche de la Feuille (environ 1 hectare)

A./ carte de la partie avale de l'encoche de la feuille à partir du MNTLitto3D avec cartographie des zones de saturation potentielles en eau par la méthode DRAMP.

B./ Vue vers le sud. C./ Vue vers le nord.

Par-delà l'anecdote, il nous paraît certain que la disponibilité de MNT haute résolution couplée avec des méthodes hydrogéomorphométriques comme celles exposées contribue à mieux préparer les missions de terrain tout en renouvelant les questionnements précédant l'observation des formes. Abordé le terrain avec cette « vision » particulière que donne ce type d'approche permet de mettre l'accent sur le modelé conceptualisé en trois dimensions dont notamment les courbures. Les trois convexités « géométriques » utilisées font référence à des mesures pouvant être appréhendées sur le terrain. De fait, la convexité verticale reste celle qui est la plus intuitive puisqu'elle se ramène aux notions de convexités et concavités telles que les géomorphologues les ont toujours utilisées soit de visu, soit sous la forme de coupe topographique. A l'inverse, la convexité horizontale couplée à la convexité transversale tend à se rapprocher des notions d'encaissement et d'incision et donc de vallée et de thalweg traditionnellement utilisées.

Un des intérêts de ce type de formalisation des propriétés des formes va bien au-delà d'une simple quantification. Elle implique *de facto* une réflexion théorique et plus encore un souci de précision dans la définition des objets en termes géométriques, statistiques et scalaires. Dans une conception popperienne de la géomorphologie, la priorité doit être mise sur les concepts et les méthodes, les mots n'étant que des moyens pour transmettre un savoir parfaitement formalisé *sensu lato* et *sensu stricto*. Le choix explicite de lier hydrologie et géomorphologie induit également une analyse plus physique et moins descriptive. L'hydrogéomorphométrie devrait donc être considérée comme une démarche de réflexion de fond sur la pratique géomorphologique et la professionnalisation des filières de formation au niveau licence et master. En terme de recherche, les perspectives sont immenses et au cœur même des problématiques environnementales et multidisciplinaires actuelles. Toutefois, pour que le géomorphologue préserve sa spécificité au sein des « géosciences », il doit conserver cette aptitude à confronter sa pensée à la réalité de terrain dans une approche critique des résultats fournis par les multiples produits géomatiques que l'époque nous livre à foison, pas toujours pour le meilleur.

Conclusion

Quelle place pour l'hydrogéomorphométrie?

Les MNT Litto3D permettent d'analyser les modelés fluviaux avec une précision donnant une meilleure interprétation physique des relations entre les formes de thalweg et les processus hydrodynamiques. Ils sont aussi un outil remarquable pour le travail de terrain et la modélisation en hydrologie mais tout autant pour la pédologie, la géomorphologie ou biogéographie des habitats. Ils ont donc tout lieu d'être largement étudiés et exploités par les chercheurs, les bureaux d'étude et les services techniques territoriaux.

Il faut cependant garder à l'esprit que le MNT Litto3D est affecté d'artefacts qui peuvent être rédhibitoires pour certaines applications à certaines échelles. La méthode SEAD propose un produit alternatif à 5 mètres de résolution permettant de s'affranchir de ce problème. Il serait donc souhaitable qu'une notice technique accompagne la livraison de ces MNT avec une option sur le produit 5 mètres (Litto3D_SEAD_5m).

En termes de recherche, des méthodes du type SMART et SLR doivent être évaluées dans des contextes plus variés que ceux de la zone d'étude présentée, la télédétection HR étant un outil pouvant contribuer à valider les résultats. Alors que les applications du modèle monodirectionnel D8 sont d'ores et déjà assez connus par les géomaticiens et éventuellement les thématiciens, celles du modèle multidirectionnel demeurent largement inconnues si ce n'est que par quelques hydrologues modélisateurs utilisant TOPMODEL ou ses variantes. Or les possibilités qu'offre le MNT Litto3D dans le domaine de l'étude de l'hydromorphie des sols et de la géochimie mériterait d'être plus exploitées dans le domaine de la gestion de l'environnement notamment dans les régions agricoles ou par rapport à la stratégie Trame verte et bleue du Grenelle de l'Environnement notamment sur les DOM totalement couverts par le Litto3D (Martinique, Guadeloupe, Réunion et Mayotte).

En termes d'enseignement, le Litto3D est un outil pédagogique de premier ordre pour davantage sensibiliser les étudiants à la diversité des formes et des paysages. Il peut fournir d'excellents documents de travail pour les missions de terrain et le choix des sites pour les appareils de mesure. Le lien et les complémentarités entre l'observation à l'écran et l'approche naturaliste deviennent ici évidentes tant les modelés sont proches de l'échelle à laquelle ils sont perçus sur le terrain. Cette remarque s'applique en premier lieu à la Géomorphologie qui tout en gardant son acquis doit s'ouvrir davantage à des démarches professionnalisantes. L'hydrogéomorphométrie en est une.

Cette discipline émergente a même eu en France une reconnaissance grand public dans un article de décembre 2012 dans le journal Le Monde intitulé « Pourquoi les rivières ne sont pas de longs fleuves tranquilles » (Larousserie, 2012). La question est ainsi posée :

« Qu'est-ce qui cause ces ramifications à l'origine des reliefs, que ce soit de profonds canyons ou des paysages ondulant doucement ? ».

Cette présentation grand public s'appuie sur un article scientifique de la revue Nature écrit par des chercheurs américains du MIT (Perron et al. 2012). Des chercheurs français ont été interrogés sur ce type de recherche :

"Sans être révolutionnaire, ce travail est une avancée pour comprendre le lien entre la géométrie d'un relief et les phénomènes physiques d'érosion" (Jean-Luc Peiry, CNRS, Geolab, Clermont-Ferrand).

"Certes, ces phénomènes d'incision et de mouvement des sols sont connus. Mais c'est la première fois que nous pouvons en faire une analyse quantitative et que nous prévoyons l'existence de ces seuils" (Mathieu Lapôte, Université de Strasbourg).

L'article conclut :

"Branching river networks are one of the most widespread and recognizable features of Earth's landscapes and have also been discovered elsewhere in the Solar System. But the mechanisms that create these patterns and control their spatial scales are poorly understood. Theories based on probability or optimality have proven useful, but do not explain how river networks develop over time through erosion and sediment transport. Here we show that branching at the uppermost reaches of river networks is rooted in two coupled instabilities: first, valleys widen at the expense of their smaller neighbours, and second, side slopes of the widening valleys become susceptible to channel incision."

RÉFÉRENCES

Références

- Ao Tianqi , Takeuchi K. , Ishidaira H., Yoshitani J. & Fukami K., (2003): "Development and application of a new algorithm for automated pit removal for grid DEMs", *Hydrological Sciences–Journal–des Sciences Hydrologiques*, 48(6) December 2003, pp985-997.
- De Bartolo S. , Gabriele S. , Gaudio R. , (2000): "Multifractal Behaviour of River Networks". *Hydrology and Earth System Sciences*, 2000, Vol. 4, n. 1, pp. 105-112.
- De Bartolo S.G., Roberto G., Salvatore G. (2004): "Multifractal analysis of river networks: Sandbox approach". *American Geophysical Union. Water Resources Research*, Volume 40, Issue 2, February 2004
- Baulig H., (1957): « Les méthodes de la morphologie d'après P. Birot ». *Annales de Géographie, Bulletin de la Société de Géographie*, vol. 66, n° 354, 97-124
- Belgrand, E., (1872): « La Seine, études hydrologiques—régime de la pluie, des sources, des eaux courantes, applications à l'agriculture » : Paris, Dunod, 1872.
- Beven K., Kirkby M.J. (1979) : "A Physically Based, Variable Contributing Area Model of Basin Hydrology" *Hydrological Sciences Bulletin* Vol. 24, No. 1, p 43-69, March 1979. 16 fig, 1 tab, 36 ref.
- Beven, K., and Germann P. (1982): "Macropores and water flow in soils". *Water Resour. Res.*, Volume 18, Issue 5, pages 1311–1325, October 1982
- Brabant P., (1998) : « Forêts claires du Cameroun ». ORSTOM éditions Décembre 1998
- Burrough, P.A. & McDonnel, (1998): "Principles of geographical information systems", Oxford University Press.
- Cappelaere B., Chevallier P., Depraetere C., Moniod F. et Vieux B.E., (1996): Hydrologie et modèle numérique de terrain : vers une nouvelle prise en compte du relief dans la modélisation des processus hydrologiques. VIèmes Entretiens d'Agropolis "Images et décisions: outils et méthodes appliqués à l'agriculture, l'agro-industrie et l'aménagement rural", Atelier 1: "Gestion de l'espace rural, forêt et milieux naturels". Montpellier, Agropolis International, 24 oct. 1996.
- Charleux, Julie, (2001): " Qualité des modèles numériques de terrain pour l'hydrologie. Application à la caractérisation du régime de crues des bassins versants ". Thèse soutenue le 29/06/2001, Ecole Doctorale : Sciences de l'information géographique, Université Marne-la-Vallée, Directeurs de thèse Robert Laurini et Christian Puech.
- Chorowicz J., Ichoku C., Riazanoff S., Youn-Jong Kim, Cervelle B., (1992): "A Combined Algorithm for Automated Drainage Network Extraction" in *Water Resources Research*, vol.28, n°5, pp.1293-1302. American Geophysical Union,
- Collins S.H., (1979): Algorithms for dense Digital Models. *Proc. Of the Am. Cong. Of Surveying and Mapping*. 39th Annual Meeting, March 18- March 24, 1979, Washington D.C.
- Costa-Cabral M.C. and Burges S.J., (1994): "DEMON (Digital Elevation Model Networks): A Model of Flow Over Hillslopes for Computation of Contributing and Dispersal Areas", *Water Resources Research*, Vol 30, No 6, 1681-1692, 1994.

Cotet, Petre V., (1965): « La géomorphologie et ses subdivisions – Quelques considérations générales ». Cahiers de géographie du Québec, vol. 10, n° 19, 1965, p. 101-107.

DEMIURGE version 2,0, (1992): Chaîne de production et de traitement des modèles numériques de terrain. (logiciels TOPOLOG, OROLOG et LAMONT sur disquette), Collection Logorstom, édition de l'ORSTOM.

DEMIURGE version 3.3 (2004): « Chaîne de production et de traitement de MNT appliquée à l'hydrologie » (logiciels T2, OROLOG, LAMONT4, TOPASE et FTM sur Cédérom). Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Paris, octobre 2004.

Depraetere C., (1981): Le bassin versant de la Bléone (Alpes de haute Provence) : étude de géomorphologie dynamique. Mémoire de maîtrise de géographie, Université de Paris-Sorbonne, juin 1981.

Depraetere C., (1982a): Exemple d'applications du traitement ALPEX (morphométrie) : le bassin versant du Galabre (Alpes de haute Provence). Mémoire de DEA de Géographie, Université de Paris-Sorbonne, juin 1982.

Depraetere C., (1982b): An example of hydrological applications of Digital Elevation Model on the Swartkop area (Natal). Final report, supervisor Professor Roland E. Schulze, Agricultural Engineering Department, University of Natal, Pietermaritzburg, South Africa, November 1982.

Depraetere C., (1984): Etudes géomorphométriques comparatives en Afrique du Sud : applications hydrologiques et géomorphologiques. Thèse de Troisième Cycle de Géographie, Université de Paris-Sorbonne, octobre 1984b.

Depraetere C., (1989): « LAMONT (Logiciel d'Applications des Modèles Numériques de Terrain) ». Notice OVNIH n°4, Laboratoire d'Hydrologie, ORSTOM, centre de Montpellier, août 1989 (intégré dans DEMIURGE 2,0 en 1992).

Depraetere C., (1990a) : TOPOLOG : Logiciel de saisie et de planimétrie à partir de table à numériser. Notice OVNIH n°5, Laboratoire d'Hydrologie, ORSTOM, centre de Montpellier, juin 1990 (intégré dans DEMIURGE 2,0 en 1992).

Depraetere C. (1990b): OROLOG logiciel d'interpolation de MNT à partir de courbes de niveau numérisées. Notice OVNIH n°6, juillet 1990, Laboratoire d'Hydrologie de l'ORSTOM, Montpellier (intégré depuis dans DEMIURGE 2,0 en 1992).

Depraetere C., (1990c): « Etude géomorphométrique du bassin versant de Boro-Borotou (Côte d'Ivoire) à partir d'un modèle numérique de terrain ». In Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit versant de la savane humide. Collection études et thèses, pp 60-66, ORSTOM, Paris 1990.

Depraetere C. et Moniod F., (1991): « Contributions des modèles numériques de terrain à la simulation des écoulements dans un réseau hydrographique ». Hydrologie Continentale, Vol.6, n°1, pp.29-53, 1991.

Depraetere C. et Coste S., (1999): Commentaires sur quelques exemples d'exploitation de MNT mondiaux appliqués au cas du Bénin, Symposium international de l'International Society for Photogrammetry and Remote Sensing (ISPRS), Centre National de Télédétection (CENATEL), Cotonou, République du Bénin, 6-9 décembre 1999.

Depraetere C. and Riazanoff S, (2004): « The new Digital Elevation Model data set from the Shuttle Radar Topography Mission : Hydrogeomorphological applications in the Ohrid region

(Albania, Greece and Macedonia) ». Conference on Water Observation and Information System for the Balkans Countries BALWOIS, Ohrid, République de Macédoine, 25-29 Mai 2004.

Dickey, T.D., (1990): "Physical-optical-biological scales relevant to recruitment in large marine ecosystems," in *Large Marine Ecosystems: Patterns, Processes, and Yields*, K. Sherman, L.M. Alexander, and B.D. Gold (eds.), AAAS, Washington, DC, 82-98 (1990).

Dickey, T.D., (1991): "The emergence of concurrent high-resolution physical and bio-optical measurements in the upper ocean," *Rev. of Geophys.*, 29, 383-413 (1991).

Dikau, R., (1989): "The application of a digital model to landform analysis in geomorphology". Chapter 5 in "Three dimensional applications in Geographical Information Systems", Edited by Jonathan Raper, Taylor & Francis, London, New-York, Philadelphia, 1989, pp. 51-77.

Dikau, R., (1990): „Digital relief models in landform analysis“. In *GIS: Three Dimensional Applications in Geographic Information Systems* ed. J. Raper, 51-77.

*Dikau R., (1999): "Geomorphologic landform modeling based on hierarchy theory". In 4th International Symposium on Spatial Data Handling, July 23-27, Zurich, 230-239.

Dirichlet P. G. L., (1850): *Über die reduction der positiven quadratischen formen mit drei unbestimmten ganzen zahlen*. *J. Reine Angew. Mathematik*, 40 :209–227.

Doornkamp, P.C. and King, C.A.M. (1971): "Numerical analysis in geomorphology". Edward Arnold, London, 372 p.

Dufour H.M., IGN et Abgrall F., (1983): "Eléments remarquables du relief : définitions numériques utilisables. Groupe d'études des modèles numériques de surface (MNS)". *Bulletin du C.F.C. n°95*, mars 1983, pp.57-78 et 7 cartes, EPSHOM, 1983.

Dufour H.M., (1984): IGN et OEEPE Commission B, "Modèles numériques de Terrain (MNT) : Recherche automatique de points et lignes remarquables". *Congrès International de l'AFT*. Paris, Décembre 1984. *Revue x,y,z*, N°24, Sept.1985, pp 26-33.

Dufour H.M., (1988): "Quelques idées générales concernant l'établissement et l'amélioration des Modèles Numériques de Terrain". *Bulletin d'information de l'I.G.N.*, N° 55, Février1988, pp 3-19, IGN, 1988.

Dupéret, A., (1989): *Contribution des MNT à la Géomorphométrie*, Rapport de DEA SIG, Ecole Nationale des Sciences Géographiques et CNRS, Septembre 1989, 54p.

Dupéret A., Deffontaines B., Passalacqua O., (2003): « Critères géomorphométriques issus des modèles numériques de terrain au service des applications hydrologiques = Geomorphometric criteria from the digital terrain models used for hydrological applications ». *Bulletin de la Société française de photogrammétrie et de télédétection* 2003, n°172, pp. 107-121

Dupéret, A. et Deffontaines B., (2004): « Digital analysis and basic shape relief extraction from DTM. Congrès ISPRS, Société Internationale de Photogrammétrie et de Télédétection, Geo-Imagery Bridging Continents, XXth ISPRS Congress, 12-23 July 2004 Istanbul, Turkey.

EI-Swaify S.A., E. W. Dangler, and C. L. Armstrong, (2004): *Le rôle de la couverture végétale dans la redistribution des sédiments et du carbone des sols par le ruissellement: colline de Rwaza, Butare, Rwanda*, Jan Moeyersons *Bulletin réseau Erosion*, Montpellier 2004.

Evans I.S., (1972): *General Geomorphometry, derivatives of altitude and descriptive statistics*. In Chorley R.J. (editor), *Spatial analysis in geomorphology*, Methuen, London, pp.17-90.

Evans, Ian. (1980): An integrated system of terrain analysis and slope mapping. In *Zeitschrift fur Geomorphologie* 36: 274-295.

Evans I.S., (1981): General Geomorphometry. In *Geomorphological techniques B.G.R.G.*, A. Goudie et al (Editors), George Allen et Unwin, London, pp.31-37.

Evans I.S., (1984): Correlation structures and factors analysis in the investigation of data dimensionality : statistical analysis of the Wessex Land Surface, England. *Proceedings of the International Symposium on Sapatial Dta handling*, Zürich, Vol.1, pp.98-116, Geographisches Insitut, Universität Zürich, Irchel.

Evans I.S. & McClean C.J., (1995): "The land surface is not unifractal; variograms, cirque scale and allometry". *Zeitschrift Fur Geomorphologie Supplement-Band* 101: 127-147.

Fairfield J. and Leymarie P. (1991) Drainage networks from grid digital elevation models. *Water Resources Research* 27: 709-717. CrossRefWeb of Science

Favrot J.C., (1989): Une stratégie d'inventaire cartographique à grande échelle : la méthode des secteurs de référence. *Science du sol*, 27 (4) : 351-368.

Ferry L., Depraetere, C., (1994): « Les programmes de recherches hydrologiques à Madagascar : aperçu historique et perspective pour le développement ». *Bulletin Special Madagascar pour le cinquantenaire de l'ORSTOM*, ORSTOM 1844-1994, 50 ans de recherche scientifique pour le développement en coopération, Antananarivo, Académie des Sciences de Madagascar, Mars 1994, pp.15-16.

Ferry L., Depraetere C., Robison L., (1994): « Premiers résultats d'une étude générale sur les lacs malgaches ». *Bulletin de l'Académie des Sciences Malgache*, numéro spécial du 50ème anniversaire de l'ORSTOM, Antananarivo, Madagascar, pp. 30-46.

Fujita, T. T., (1986): "Mesoscale classifications: their history and their application to forecasting", in Ray, P. S., ed., *Mesoscale Meteorology and Forecasting: American Meteorological Society*, Boston, p. 18-35.

Gaudio R., Samuelle G. De Bartolo, Leonardo Prima Vera, Massimo Veltri et Salvatore G., (2004): "Procedures in multifractal analysis of river networks: a state-of-the-art review". *NESCO/AISH/IWII , The Basis of Civilization - Wetter Science? A symposium held in Rome. December 2003*. AISH Publ. 286. 2004

Gerrard A.J., (1988): "Rocks and landforms". Unwin Hyman, London, 1988

Giles P.T., (1998): "Geomorphological signatures: classification of aggregated slope unit objects from digital elevation and remote sensing data". *Earth Surface Processes and Landforms*, John Wiley & Sons, Ltd, Volume 23 Issue 7, Pages 581 - 594

Gonçalves, Gil Rito, (1999): « Qualités requises en modélisation numérique du Relief : étude de l'équivalence entre modèle cartographique et modèle numérique ». Thèse présentée et soutenue le 17 novembre 1999 pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université Marne la Vallée, spécialités Sciences de l'Information Géographique sous la Direction de Bernard Cervelle. Laboratoire de Recherche en Méthodes d'Analyse et de Traitement d'Images pour la Stéréorestitution (MATIS), Institut Géographique National (IGN).

Gonçalves G., Julien P., Riazanoff S. & Cervelle B., (1999): « Le problème des courbes intercalaires dans la construction d'un MNT maillé à partir des courbes de niveau », *Colloque SIPT/ISPRS, WGII/6*, " Production des données géographiques 3-D vers le respect des contraintes

applicatives », Paris (F), 7-9 avril 1999, in Bulletin de la SFPT n° 153 (1999/1), laboratoire MATIS, IGN-SR 990003/C-ART, 1999

Gruber, S. and Peckham S.D., (2009): “Land-surface parameters and objects specific to hydrology”. In Hengl, T. and Reuter, H.I. (eds), *Geomorphometry: concepts, software applications*. Amsterdam: Elsevier, pp. 127-142.

Guth, P.L., (1989): “Microdem+: Comparing Digital Elevation Models on Personal Computer”. *Proceedings of Defense Mapping Agency, System Center Symposium 89*, pp. 389-394.

Guth, P.L., (1992): “Microcomputer application of digital elevation models and other gridded data sets for geologists”: in Merriam, D.F., and Kürzel, H., ed., *Use of Microcomputers in Geology*, [Proceedings International Geological Congress], Computer Applications Series, Plenum, pp.187-206.

Guth, P.L., Ressler, E.K., and Bacastow, T.S., (1987): “Microcomputer program for manipulating large digital terrain models”: *Computers & Geosciences*, vol.13, no.3, pp. 209-213.

Guth, P.L., (1995): “Slope and aspect calculations on gridded digital elevation models: Examples from a geomorphometric toolbox for personal computers”: *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplementband 101*, pp.31-52.

Guth, P. L.: *Drainage basin morphometry (2011): a global snapshot from the shuttle radar topography mission*, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 2091-2099, doi:10.5194/hess-15-2091-2011, 2011.

Henensal, P., (1986): « L'érosion externe des sols par l'eau: approche quantitative et mécanismes ». Volume 138 de *Rapport de recherche LPC*, Laboratoire central des ponts et chaussées, 1986, 75 pages.

Hjelmfelt A.T., (1988): “Fractals and the river length catchment-area ratio”. *Water Res. Bull.* 24, 455-459.

Horton, R.E., (1945): “Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology”. *Bulletin of the Geological Society of America* 56, 2 75-3 70

Jenson, S. and Domingue J., (1988): “Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis”. In *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 54: 1593-1600.

Jordan G., (2007): “Digital Terrain analysis in a GIS Environment. Concept and development”. In *Digital terrain Modelling: development and applications in a policy support environment*, Robert J. Peckham et Gyozo Jordan (eds.), Springer Verlag Berlin Heidelberg 2007, pp. 1-43.

Karssenber, D., Schmitz, O., Salamon, P., De Jong, K. and Bierkens, M.F.P., (2009): “A software framework for construction of process-based stochastic spatio-temporal models and data assimilation”. *Environmental Modelling & Software*, 25, pp. 489-502, Link.

Kirkby M.J., (1993): “Network Hydrology and geomorphology”. In *Channel Network Hydrology* (K. Beven & M.J. Kirkby Ed.) John Wiley Chichester. 1-11.

Krcho J., (1973): “Morphometric analysis of relief on the basis of geometric aspect of field theory”. - *Acta Geogr. Univ. Comenianae, Geogr.-Phys.*, 2: Bratislava.

Hutchinson M.F., (1989) : “A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits”. *Journal of hydrology*, 1026 : 211 – 232.

Hutchinson M.F., (1996) : “A locally adaptative approach to the interpolation of digital elevation models”. In : Proceedings, Third International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modelling, Santa Fe, New Mexico, January 21-26 1996. National Center for Geographic Information and Analysis, Santa Barbara, California.

La Barbera, P. and Rosso, R., (1989): “On the fractal dimension of stream networks”. *Water Resour. Res.*, 1989, 25(4):735-741.

Ladoy P., Lavallee D., Schertzer D. Lovejoy S., (1991): SIG-GIS CARTAO 91, deuxième conférence européenne, Paris, 28 au 31 mai 1991.

Lalubie G., (2011) : « Les potentialités piscicoles des milieux d'eau douce de la Martinique Diagnostics transdisciplinaire ». Rapport provisoire de la phase 2: Diagnostic, Fédération Départementale des Associations Agréées de Pêche et de Protection des Milieux Aquatiques de la Martinique (FDAAPPMA Martinique), novembre 2011.

Lalubie G. (2013) : « Volcanic hydro-geomorphology of the Montagne Pelée and the rediscovery of an ancestral problematic (Carib, Kalinago) in the Lesser Antilles. *Bull. Soc Géol. France*, 2013, t.184, n°1, pp135-141.

Larousserie D., 2012 : « LE MONDE SCIENCE ET TECHNO », 13 décembre 2012, mis à jour le 24 décembre 2012
http://www.lemonde.fr/sciences/article/2012/12/13/pourquoi-les-rivieres-ne-sont-pas-de-longs-fleuves-tranquilles_1806218_1650684.html

Lea NL, Parsons AJ, Abrahams AD Lea NL (1992) An aspect driven kinematic routing algorithm. In: Parsons AJ and Abrahams AD (eds) *Overland Flow: Hydraulics and Erosion Mechanics*. New York: Chapman and Hall, 393-407.

Le Carpentier M., (1974): « Analyse numérique de la topographie et mesures des pentes ». *Cahier de Géographie de Québec-Laval*, n°45, pp.483-493.

Lehner, B., Verdin, K., and Jarvis, J. (2008a): “New global hydrography derived from spaceborne elevation data”, *EOS*, 89, 93-94, 2008a.

Lehner, B., Verdin, K., and Jarvis, (2008b) J. “HydroSHEDS Technical Documentation Version 1.1”:
http://gisdata.usgs.gov/webappcontent/HydroSHEDS/downloads/HydroSHEDS_TechDoc_v11.pdf, 2008b.

Liu T., (1992): “Fractal structure and properties of stream networks”. *Water Resour. Res.*, 28(11): 2981-2988.

Loth A.J., 1926: “The Frequency Distribution of Scientific Productivity.” *Journal of the Washington Academy of Sciences* 16(1926):317-23.

Loup J., (1963): « Altitudes moyennes et coefficient d'aération dans le Valais ». *Revue de géographie alpine*, n°51 (1), pp.5-18.

Mandelbrot B. B., (1977): “Fractals: Form, Chance, and Dimension”, Freeman, San Francisco, USA.

Mandelbrot B. B., (1982): “The Fractal Geometry of Nature”. Freeman, New York, USA.

Martínez-Mekler G, Martínez R.A., del Río M.B., Mansilla R., Miramontes P., (2009): "Universality of Rank-Ordering Distributions in the Arts and Sciences". Editor: Madalena Costa, Harvard University, United States of America

Masson D'Autume, G. de, (1978): « Construction du modèle numérique d'une surface par approximations successives: applications aux modèles numériques de terrain ». Bulletin SFPT,(71), 33-41.

Meunier M., (1999) : « Les torrents du Nord-Ouest de la Martinique : hydrologie des crues, érosion, hydraulique et dynamique torrentielles ». CEMAGREF édition, collections Etudes 2quipement pour l'eau et l'environnement, 24, août 1994.

Mercier J.P., (1976): « Simulation digitale de l'évolution géomorphologique d'un versant ». Thèse de géographie, Université de Strasbourg.

Merlin P., (1965): « A propos des méthodes de la géomorphométrie ». Acta Geographica, Paris, n°56, pp.14-20.

Merlin P., (1966): « Résultats d'une analyse morphométrique de quelques massifs montagneux nord-africains ». Acta Geographica, Paris, n°61, pp.14-15.

Mérot Ph., (1988): « Les zones de source à surface variable et la question de leur localisation ». Hydrologie Continentale, Vol. 3, n°2, pp.105-115.

Microdem MICRODEM, (1990): PETMAR Trilobite Breeding Ranch-Geoscience Software, Stephen C. Guth 107 Claude Street Annapolis MD 21401-1207

Miller C.L. & Laflamme R.A., (1958): "The digital terrain model". - Engineer. and Remote Sensing, 24: 433-442.

Moeyersons V. (2004) : Rwanda.

Monier P., (1997): « Caractérisation du terrain en vue de son traitement numérique. Application à la généralisation de l'orographie ». Thèse de Doctorat en SIG, Dirigée par Marcel Raffy J.P. Lagrange, Université Louis Pasteur, Strasbourg

Moniod F., (1983) : « Deux paramètres pour caractériser le réseau hydrographique ». Cahiers ORSTOM, série hydrologie, vol. XX, n°3 et 4, pp.191-203.

Moore I.D., Grayson R.B. & Ladson A.R., (1993): "Digital terrain modelling. A review of hydrological, geomorphological and biological application". In Terrain analysis and distributed modelling in Hydrology (K. BEVEN & I.D. MOORE, Ed.). John Wiley Chichester. 7-34.

Moussa R., (1991) : « Variabilité spatio-temporelle et modélisation hydrologique : application au bassin du Gardon d'Anduze ». Thèse de Mécanique, génie mécanique et génie civil, Université des Sciences et Technique du Languedoc, Montpellier, juin 1991.

Moussa R. et Bocquillon C., (1996): "Fractal analyses of tree-like channel networks from digital elevation model data". Journal of Hydrology, "Fractals, scaling and nonlinear variability in hydrology", Volume 187, Issues 1-2, December 1996, Pages 157-172.

O'Callaghan J.F., Mark D.M., (1984): "The extraction of drainage networks from digital elevation data", Computer vision, Graphics and image processing n°28, pp. 323-344.

O'Loughlin E.M., (1981): "Saturation regions in catchment basin and their relations to soil and topographic properties". *Journal of Hydrology*, Vol. 53, n°3/4, pp.229-246, octobre 1981.

O'Loughlin E. M., (1986): "Prediction of Surface Saturation Zones in Natural Catchments by Topographic Analysis". *Water Resources Research*, vol. 22, issue 5, pp. 794-804, 1986

O'Loughlin E.M., Short D.L., Dawes W.R., (1989): "Modelling the hydrological response of catchment to land use change". *Hydrology and Water Resources Symposium 1989*, Christchurch, N-Z, 23-30 novembre 1989, pp.335-340.

Onibon H., Depraetere C., (1999): « Application de la méthode des hydrogrammes géomorphologiques impulsions au bassin du Téro (Bénin) » : In *Emerging technologies for sustainable land use and water management. 2nd Inter Regional Conference on Environment Water : ENVIROWATER 99. Proceedings September 1 – 3 1999, Lausanne Switzerland.*

Orlanski I., (1975): "A rational subdivision of scales for atmospheric processes". *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56(5), 527-530.

Peckham R.J, Jordan G., (2007) : « Digital Terrain Modelling : developpement and applications in a Policy Support Environment ». *Editors, Lectures notes in geoinformation and cartography, Springer, 2007.*

Péguy Ch.P., (1942): *Principes de morphométrie alpine. Revue de géographie alpine*, n°30, pp.453-486.

Perron, J.T., P.W. Richardson, K.L. Ferrier, and M. Lapôtre, (2012): "The root of branching river networks". *Nature*, 492, 100-103.

Petts G.E. & Bravard J.P. (1993) : « le réseau hydrographique dans le bassin versant ». *Hydrosystèmes fluviaux*, C. Amoros and G.E. Petts (eds), 22-41.

Peuker T.K. and Douglas D.H., (1975): "Detection of surface specific points by local parallel processing of discrete terrain elevation data". - *Computer Graphics and Image Processing*, 4: 375-385; New York.

Pike R.J., (2000): "Geomorphometry -diversity in quantitative surface analysis" *Progress in Physical Geography*, Vol. 24, No. 1, 1-20 (2000)

Pike R.J., (2002): "A Bibliography of Terrain Modeling (Geomorphometry), the Quantitative Representation of Topography", Supplement 4.0 Provides over 1600 additions and corrections to the 1993 Bibliography of Geomorphometry and its 1995, 1996, and 1999 Supplements, with an update of recent advances OPEN-FILE REPORT 02-465. 158 p. (Report) <http://geopubs.wr.usgs.gov/open-file/of02-465/of02-465.pdf>

Piquet-Pellorce D., Bernard A., (1983): « Une base de données relief à l'IGN France »; *Auto Carto VI conference, Ottawa.*

Popper, K., (1973) : « La logique de la découverte scientifique ». Traduit de l'anglais par Nicole Thyssen-Rutten et Philippe Devaux ; préface de Jacques Monod, Paris : Payot, 1973

Popper, K., (1973): "Objective knowledge: an evolutionary approach". Nouvelle édition, Oxford, Clarendon Press , 1973.

Puech, C., (1993) : « Détermination des états de surface par télédétection pour caractériser les écoulements des petits bassins versants ». *Thèse Université Joseph Fourier, Grenoble*, 215 p.

Puech, C., (2000) : « Utilisation de la télédétection et des Modèles numériques de terrain pour la connaissance du fonctionnement des hydrosystèmes ». Habilitation à Diriger des Recherche (HDR), INPG Grenoble, soutenance le 26/06/2000.

Puech, C. , Raclot D. , Bailly J.S. , Alquier M. , Chorda J. , Dartus D. , Maubourguet M., (2004): « Apport des Modèles Numériques de Terrain à la liaison hydrologie-hydraulique-images satellitales dans le transfert sur les bassins versants et champs d'inondations ». Valorisation de l'information issue de l'Observation de la Terre dans l'établissement des cartes d'aléas extrêmes. Convention « risques d'inondations » n°01008 Expertise sur l'utilisation des données spatiales dans le domaine de l'hydrologie, Novembre 2004, Cemagref-ENGREF, CNRS.

Quinn P., Beven K., Chevallier P., Planchon O. Quinn P., Beven K., Chevallier P., and Planchon O. (1991) "The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models". *Hydrological Processes* 5: 59-80. Web of Science

Rasemann S., (2004): „Geomorphometrische Struktur eines mesoskaligen alpinen Geosystems“ : mit 19 Tabellen / von Stefan Rasemann. - Sankt Augustin : Asgard-Verl., 2004. - VIII, 240 S. : Ill., graph. Darst., Kt. & 1 Kt.; (ger / dt.) Reihe: (Bonner geographische Abhandlungen ; 111) Zugl.: Bonn, Univ., Diss. Mit e. Zsfassung in dt. u. engl. Sprache

Rodríguez-Iturbe, Ignacio; Valdés, Juan B., (1979): "The Geomorphologic Structure of Hydrologic Responses". *Water Resources Research*, vol. 15, issue 6, pp. 1409-1420, 1979.

Rodríguez-Iturbe I., (1993): "The geomorphological unit hydrograph". In *Channel Network Hydrology*. (K. BEVEN & M.J. KIRKBY Ed.) John Wiley Chichester. 43-68.

Rossel F., (1991): « Génération de relief fictif ». Allocation de Recherche, Rapport d'étude et Manuel d'utilisation des programmes, Sous la Direction de Frédéric Moniod, ORSTOM, Laboratoire d'Hydrologie, Montpellier, décembre 1991.

Rosso R., Bacchi B., and La Barbera P., (1991): "Fractal relation of mainstream length to catchment area in river networks", *Water Resour. Res.*, 27(3), 381-387

Ruhe R.V., (1975) : « Geomorphology : geomorphic processes and surficial geology ». Houghton Mifflin, Boston, pp. 99-101.

Salou C., (2005): « Comment utiliser les histogrammes d'une image numérique ». École Nationale des Sciences Géographiques, avenue Blaise Pascal 77455 Marne la Vallée Cedex 2 www.ensg.ign.fr © IGN 2005

Saulnier, G.M, (1996) : "Information pédologique spatialisée et traitements topographiques améliorés dans la modélisation hydrologique par TOPMODEL". Thèse de Docteur de l'Institut National Polytechnique de Grenoble, 1996, 275p.

Schmid-McGibbon, G., (1993): "Landform mapping, analysis, and classification using digital terrain models". Unpublished PhD thesis. University of Alberta. Pages 422.

Schmidt, J., and Dikau R., (1999): "Extracting geomorphometric attributes and objects from digital elevation models—semantics, methods, future needs", In *GIS for Earth Surface Systems*, Edited by: Dikau, R. and H. Saurer R., Borntraeger, Berlin.

Schmidt J., Evans I.S. & Brinkmann J., (2003): "Comparison of polynomial models for land surface curvature calculation". *International Journal of Geographical Information Science* 17(8): 797-814

Serrat P., Depraetere C., (1997): « Incidences de facteurs géomorphologiques sur le fonctionnement d'un bassin en situation de crue : l'exemple de l'Agly (Pyrénées Orientales) ». *Géomorphologie : Relief, processus, environnement*, 1997 n°1, SEDES, Paris, pp 73-88.

Serrat P., (2000): « Genèse et dynamique d'un système fluvial méditerranéen : le bassin de l'Agly (France) ». Thèse doctorat Géographie, MEDI-TERRA et CNRS UPRES-A 6042, université Blaise Pascal, université de Perpignan, 2000 .- 653 p. + annexes. (prix Milon 2002 ex-aequo)

Seyhan E., Keet B., (1981): "Multivariate statistical analysis : application to hydromorphometrical data (case study : Ahr river basin, Bolzano, Italy)". *Aqua-vu. Communications of the Institut of Earth Sciences, série A, n°8*, Free Reformed University, Rodopi, Amsterdam, Pays-Bas.

Shary P.A. (2008): "Models of Topography". *Advances in Digital Terrain Analysis, Lecture Notes in Geoinformation and Cartography*, 2008, Section 1, 29-57,

Sidle R. C., Onda Y., (2004): «Hydrogeomorphology: overview of an emerging science ». *Hydrological Processes, Special Issue: Hydrogeomorphology, Volume 18, Issue 4, pages 597–602, March 2004*

Soille P.J., Ansoult M.M., (1990): "Automated basin delineation from digital elevation model using mathematical morphology". *Signal Processing* n°20, pp.171-182, 1990, Elsevier.

Souris M., (1989): "Modèles Numériques de Terrain : le logiciel BABEL". *Caractérisation et suivi des milieux terrestres en régions arides et tropicales, deuxièmes journées de télédétection*, Bondy 4-6 décembre 1990, ORSTOM édition.

Speight J.G. (1974): "A parametric approach to land form region". *Special publication Institute of British Geographers*, 7, 213-230.

Steyn D.G., (1976): "Computation of azimuth slope angles and surface normals over a given topography". *South African Geographical Journal*, Vol. 58, n°2, September 1976 pp.131-134.

Taillefer F., (1948): « L'altitude moyenne des régions naturelles des Pyrénées françaises ». *Essai d'interprétation morphologique. Revue de géographie alpine*, n°36, pp. 145-160.

Tarboton D.G., Bras R.L., Rodriguez-Iturbe I., (1988): "The fractal nature of river networks" *Water Resources Research, Volume 24, Issue 8, p. 1317-1322, 1988*

Tarboton D.G., Bras R. L. and Rodriguez-Iturbe I., (1991): "On the Extraction of Channel Networks from Digital Elevation Data," *Hydrologic Processes*, 5(1): 81-100.

Tarboton D.G., Bras R. L. and Rodriguez-Iturbe I., (1992): "A physical basis for drainage density," *Geomorphology*, 5(1/2): 59-76.

Tarboton D.G., Bras R. L. and Rodriguez-Iturbe I., (1993): "On the extraction of channel networks from digital elevation data". In *Terrain analysis and distributed modelling in Hydrology*. (K. Beven & I.D. Moore Ed.) John Wiley Chichester. 85-104.

Tarboton D. G., (1993): "Fractal river networks, Horton's laws and Tokunaga cyclicity". *Journal of Hydrology, Issues 1–2, December 1996, 187 (1996) 105-117*

Tarboton D. G., (1997): "A New Method for the Determination of Flow Directions and Contributing Areas in Grid Digital Elevation Models," *Water Resources Research*, 33(2): 309-319.

Termier P., (1925): « La joie de connaître : souvenirs d'un géologue ». Edition, Desclée, De Brouwer et Cie, Bibliothèque Française de Philosophie, Paris, 1925.

Topography Digital Elevation Modeling, (1982): PacSoft 733 Seventh Avenue, Kirkland, Washington 98033.

Tricart J., (1947): « Sur quelques indices géomorphométriques ». Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, n°225, pp.747-749.

Tricart J., (1962): « L'épiderme de la Terre ; esquisse d'une géomorphologie appliquée ». Collection évolution des sciences, éditeurs Masson et Cie, Paris

Varado N., Braud I., Galle Sylvie, Le Lay M., Séguis Luc, Kamagate B., Depraetere C., (2006): "Multi-criteria assessment of the Representative Elementary Watershed approach on the Donga catchment (Benin) using a downward approach of model complexity". Hydrology and Earth System Sciences, 2006, 10 (3), p. 427-442.

Varado N., Braud I., Galle S., Le Lay M., Séguis L., Kamagaté B. and Depraetere C., (2006): "Multicriteria assessment of the Representative Elementary Watershed approach on the Donga catchment (Benin) using a downward approach of model complexity". Hydrol. Earth Syst. Sc., 10: 427-442.

Veltri P. et Maiolo M., (1996): "On the fractal description of natural channel networks". Journal of Hydrology, "Fractals, scaling and nonlinear variability in hydrology", Volume 187, Issues 1-2, December 1996, Pages 137-144

Waniez, Ph. Et Le Gauffrey, Y. (1987) : « Les données et le territoire. Initiation à l'analyse en surface de tendance ». Paris, Édit. de l'ORSTOM, Collection Initiations-documentations techniques no 69, 35 p.

Wilson J.P, Gallant J.C., (2000): "Terrain analysis: principles and applications". John P. Wilson and John C. Gallant (Eds.), John Wiley & Sons Inc., 2000.

Wilson J.P., Repetto P.L, Snyder R.D., (2000): "Effect of data source, grid resolution and flow routing method on computed topographic attributes". In Terrain analysis: principles and applications, Edited by John P. Wilson and John C. Gallant, John Wiley & Sons Inc., 2000, pp. 133-161.

Wood J., (2009): "Overview of software package used in geomorphometry". Developments in Soils Science, Vol. 33, 2009. P. 257-267. Geomorphometry – Concepts, Software, Applications.

Zeuberger L. and Thorne C., (1987): "Quantitative analysis of land surface topography". In Earth Surface Processes and Landforms 12: 47-56.

Zi-Tan C. et Tobler W.R., (1986): "Quadtree representation of digital terrain" Auto Carto London 1986, Edited by Michaël Blackemore Vol.1, pp.475-484, Whitstable Litho Ltd, Kent.

ANNEXES

**ANNEXE 1:
COEFFICIENT DES FORMULES DE CALCUL GEOMORPHOMETRIQUE A
PARTIR DE MNT SUR UN VOISINAGE 3 X 3
METHODE DUFOUR**

Méthode Henri Dufour(1984) : utilise un développement de Taylor pris à l'ordre 2.

$$H(x,y) = Z_{ij}+ax+by+1/2cx^2+2dxy+ey^2$$

Les coefficients calculés par la méthode des moindres carrés sont les suivants :

$$H_0 = 5 Z_{ij} + 2/9 (Z_{ij+1}+Z_{i-1j}+Z_{ij-1}+Z_{i+1j}) - 1/9 (Z_{i+1j+1}+Z_{i-1j+1}+Z_{i-1j-1}+Z_{i+1j-1})$$

$$a = 1/6 (Z_{i+1j+1}-Z_{i-1j+1}-Z_{i-1j}-Z_{i-1j-1}+Z_{i+1j-1}+Z_{i+1j})$$

$$b = 1/6 (Z_{i+1j+1}+Z_{ij+1}+Z_{i-1j+1}-Z_{i-1j-1}-Z_{ij-1}-Z_{i+1j-1})$$

$$c = 1/3 (Z_{i+1j}+Z_{i-1j}) - 2/3 (Z_{ij+1}+Z_{ij-1}) + 1/3 (Z_{i+1j+1}+Z_{i-1j+1}+Z_{i-1j-1}+Z_{i+1j-1}) - 2/3 Z_{ij}$$

$$d = 1/4 (Z_{i+1j+1}-Z_{i-1j+1}+Z_{i-1j-1}-Z_{i+1j-1})$$

$$e = 1/3 (Z_{ij+1}+Z_{ij-1}) - 2/3 (Z_{i+1j}+Z_{i-1j}) + 1/3 (Z_{i+1j+1}+Z_{i-1j+1}+Z_{i-1j-1}+Z_{i+1j-1}) - 2/3 Z_{ij}$$

Méthode de Ian S. Evans (1982): utilise les coefficients suivants (μ résolution du MNT en mètres) :

$$A := (Z_{i+1i-1}+Z_{i+1i+1}-2*Z_{i+1i}+Z_{ii-1}+Z_{ii+1}-2*Z_{ii}+Z_{i-1i-1}+Z_{i-1i+1}-2*Z_{i-1i})/(6*\mu^2);$$

$$B := (Z_{i+1i-1}+Z_{i+1i}-2*Z_{ii-1}+Z_{i+1i+1}+Z_{i-1i-1}-2*Z_{ii}+Z_{i-1i}+Z_{i-1i+1}-2*Z_{ii+1})/(6*\mu^2);$$

$$C := (-Z_{i+1i-1}+Z_{i+1i+1}+Z_{i-1i-1}-Z_{i-1i+1})/(4*\mu^2);$$

$$D := (-Z_{i+1i-1}+Z_{i+1i+1}-Z_{ii-1}+Z_{ii+1}-Z_{i-1i-1}+Z_{i-1i+1})/(6*\mu);$$

$$E := (Z_{i+1i-1}-Z_{i-1i}+Z_{i+1i+1}-Z_{i-1i-1}+Z_{i+1i}-Z_{i-1i+1})/(6*\mu);$$

$$F := (-Z_{i+1i-1}+2*Z_{i+1i}-Z_{i+1i+1}+2*Z_{ii-1}+5*Z_{ii}+2*Z_{ii+1}-Z_{i-1i-1}+2*Z_{i-1i}-Z_{i-1i+1})/9;$$

Ces coefficients sont notamment utilisés pour calculer la convexité horizontale (voir annexe 2). On notera que les coefficients de Evans dépendent de la résolution μ du MNT, ce qui n'est pas le cas dans la méthode de Dufour.

ANNEXE 2: METHODES DE CALCUL DE LA CONVEXITE HORIZONTALE

Deux méthodes de calcul sont proposées. Les coefficients de ces méthodes sont donnés en annexe 1.

Méthode de Henri Dufour (1984) :

$$\text{COH} = (2 \text{abd} - \text{cb}^2 - \text{ea}^2) / (\text{a}^2 + \text{b}^2)^{3/2}$$

Le fichier des convexités horizontales calculées selon cette méthode a pour extension COH.

Méthode de Ian Evans (1983) :

$$\text{CHE} = 2/\Pi * \text{Atan} (-k * 5729.58 * 2 * (\text{B} * \text{D}^2 - \text{D} * \text{C} * \text{E} + \text{A} * \text{E}^2) / (\text{D}^2 \text{E}^2)^{1.5})$$

avec par convention, $k = 0,05$.

Avec cette valeur de k , les valeurs extrêmes de CHE sont -127 et 127 .

Dans les deux cas, les valeurs positives correspondent aux sites convexes et les valeurs négatives aux sites concaves. Les valeurs proches de 0 indiquent que les isohypses présentent une faible courbure.

Alain Duperet (1989) reprenant les travaux de Dufour (1984) propose quant à lui le calcul des courbures suivantes : "courbure horizontale des courbes de niveau" (convexité horizontale), "courbure horizontale des lignes de pente" (convexité directionnelle), courbure moyenne (Laplacien), courbure totale et courbure moyenne quadratique. Il convient de distinguer les courbures relatives à des lignes, de celles relatives à des propriétés locales des surfaces. Par convention, les premières seront qualifiées de "convexités" alors que les secondes seront appelées "courbures".

La géomorphométrie dufourienne utilise un développement de Taylor pris à l'ordre 2 calculé sur une fenêtre 3 x 3 mailles :

$$H(x,y) = Z_{ij} + ax + by + 1/2cx^2 + 2dxy + ey^2$$

Les coefficients calculés par la méthode des moindres carrés sont les suivants :

$$\begin{aligned} H_0 &= 5 Z_{ij} + 2/9 (Z_{ij+1} + Z_{i-1j} + Z_{ij-1} + Z_{i+1j}) - 1/9 (Z_{i+1j+1} + Z_{i-1j+1} + Z_{i-1j-1} + Z_{i+1j-1}) \\ a &= 1/6 (Z_{i+1j+1} - Z_{i-1j+1} - Z_{i-1j} - Z_{i-1j-1} + Z_{i+1j-1} + Z_{i+1j}) \\ b &= 1/6 (Z_{i+1j+1} + Z_{ij+1} + Z_{i-1j+1} - Z_{i-1j-1} - Z_{ij-1} - Z_{i+1j-1}) \\ c &= 1/3 (Z_{i+1j} + Z_{i-1j}) - 2/3 (Z_{ij+1} + Z_{ij-1}) + 1/3 (Z_{i+1j+1} + Z_{i-1j+1} + Z_{i-1j-1} + Z_{i+1j-1}) - 2/3 Z_{ij} \\ d &= 1/4 (Z_{i+1j+1} - Z_{i-1j+1} + Z_{i-1j-1} - Z_{i+1j-1}) \\ e &= 1/3 (Z_{ij+1} + Z_{ij-1}) - 2/3 (Z_{i+1j} + Z_{i-1j}) + 1/3 (Z_{i+1j+1} + Z_{i-1j+1} + Z_{i-1j-1} + Z_{i+1j-1}) - 2/3 Z_{ij} \end{aligned}$$

Convexités directionnelles

Cette courbure rend compte de la direction vers laquelle tend la ligne de plus grande pente : soit elle tend vers la droite (site dextrogyre) soit vers la gauche (site lévogyre).

$$CD_{ij} = (d(a^2 - b^2) + 2ab(e - c)) / (a^2 + b^2)^{3/2}$$

Par convention, les sites dextrogyres seront positifs, les sites lévogyres seront négatifs.

Courbures moyennes

La courbure moyenne se définit comme le Laplacien :

$$C_{mij} = c + e$$

Elle correspond à la somme des courbures en X (c) et Y (e).

Courbures totales

La courbure totale se définit comme suit :

$$C_{tij} = ce - d^2$$

Elle correspond à la différence entre le produit des courbures en X et Y (c et e) et le carré de la courbure en XY (d²).

Fichier des courbures moyennes quadratiques

La courbure moyenne quadratique se définit comme suit :

$$C_{mqij} = (e^2 + c^2 + 2d^2)^{1/2}$$

Le carré de cette quantité correspond à l'énergie mécanique de tension d'une plaque mince dont la déformation est donnée par la configuration locale des altitudes.