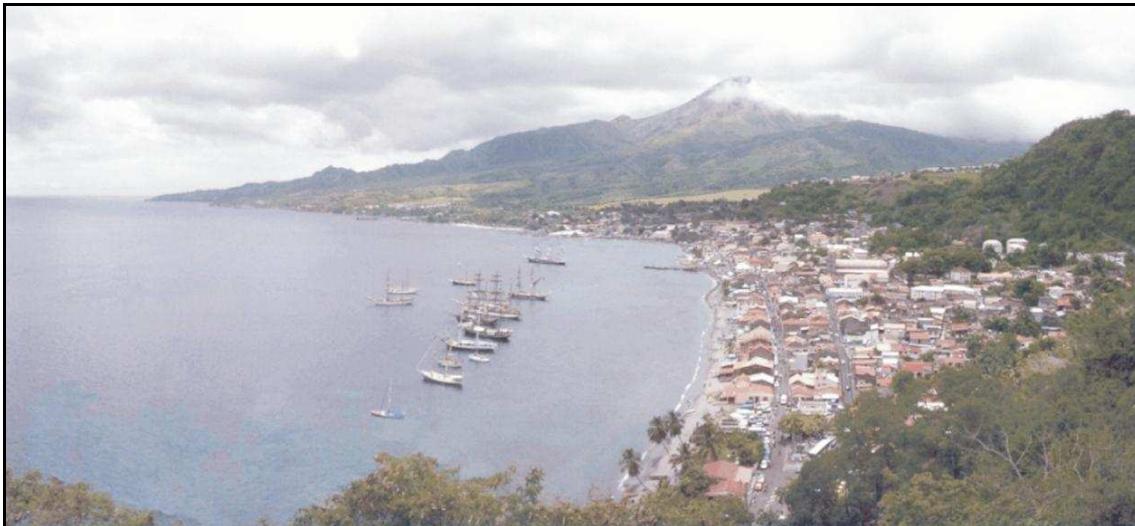


UNIVERSITE DES ANTILLES ET DE LA GUYANE

FACULTE DES LETTRES ET SCIENCES HUMAINES

THESE DE DOCTORAT

**LES COURS D'EAU DU MASSIF DE LA MONTAGNE PELEE :
UNE APPROCHE MULTISCALEIRE
POUR APPREHENDER LES RISQUES
HYDRO-VOLCANO-GEOMORPHOLOGIQUES**



**VOLUME 2
APPENDICES**

Thèse présentée et soutenue par :
Guillaume LALUBIE

Sous la direction de :
M. Le Professeur Maurice BURAC

Equipe d'accueil : E.A. 929 (A.I.H.P. - GEODE Caraïbe)

Date de soutenance : 24 Juin 2010

Membres de jury :

- M. BOUDON Georges, Directeur de recherche, Institut de Physique du Globe de Paris...(Rapporteur)
- M. BURAC Maurice, Professeur, Université des Antilles et de la Guyane.....(Directeur de thèse)
- M. DOLIQUE Franck, Professeur, Université des Antilles et de la Guyane.....(Examinateur)
- M. LAVIGNE Franck, Professeur, Université de Paris 1.....(Président du jury)
- M. LEMARTINEL Bertrand, Professeur, Université de Perpignan.....(Rapporteur)
- Mme. PAGNEY Françoise, Professeur, Université des Antilles et de la Guyane.....(Examinateur)

SOMMAIRE DES APPENDICES

APPENDICE 1	
Les caractéristiques volcanologiques et volcano-tectoniques de la Montagne Pelée	4
APPENDICE 2	
Les caractéristiques hydro-géomorphologiques du massif de la Montagne Pelée	15
APPENDICE 3	
Le bassin versant de recherche et d'expérimentation de la Rivière Roxelane	83
APPENDICE 4	
Essais de reconstitution de l'ordre d'apparition des paléo-vallées et des cours d'eau	125
APPENDICE 5	
Les modifications du tracé par les éruptions et la genèse du réseau hydrographique	148
APPENDICE 6	
Description des lahars pendant les éruptions historiques de la Montagne Pelée	185
APPENDICE 7	
Les lahars non éruptifs contemporains de la Montagne Pelée	197
APPENDICE 8	
Les modifications morphologiques engendrées par les carrières.....	228
APPENDICE 9	
Les lahars des futures éruptions de la Montagne Pelée.....	237
APPENDICE 10	
Inventaire des sources thermales rattachées à la Montagne Pelée.....	247
APPENDICE 11	
Les quartiers menacés par le réseau hydrographique.....	272
APPENDICE 12	
Essais de modélisation dans l'évaluation des risques hydro-volcano-géomorphologiques : premières réflexions, le cas du massif de la Montagne Pelée	276
TABLE DES MATIERES	290

APPENDICE 1

Les caractéristiques volcanologiques et volcano-tectoniques de la Montagne Pelée

A1- 1. Les formes rencontrées sur les volcans

A1- 1.1. Les formes de construction originelle

- **Les laves massives**, sous forme de coulées, s'épanchent plutôt en suivant la plus grande pente. En refroidissant au contact de l'air, la viscosité de la lave augmente jusqu'à l'arrêt du front de la coulée. Les laves acides riches en silice et dégazées, en raison d'une trop grande viscosité, restent dans le cratère au-dessus du conduit magmatique pour former des dômes et des aiguilles.

- **Les matériaux pyroclastiques**, formés de blocs, de scories et de cendres résultent de processus conduisant à la fragmentation du magma. Les volumes des dépôts pyroclastiques diminuent avec l'éloignement du cratère, contrairement à la granulométrie qui en est un peu plus indépendante. Ils se déposent différemment selon le mécanisme éruptif (WRIGHT J.V. *et al.* 1980). Les retombées aériennes d'un panache vertical de cendres, de lapilli et de pences ont tendance à mouler le relief, sans en modifier la forme générale. Sur les pentes les plus accentuées, ces retombées ne peuvent être mobilisées en totalité par les eaux (PELTRE P., 1994). Inversement, les coulées pyroclastiques (ou nuées ardentes) "molles" (de type Mérapi) ont tendance à être canalisées dans les vallées et ne tapisser que le fond, épargnant la végétation perchée sur les versants. Surmontées d'un nuage cendreux, les déferlantes consécutives à l'effondrement de la colonne éruptive, ainsi que les coulées pyroclastiques peléennes résultat, d'une formidable explosion, comblent le fond des vallées et déposent des matériaux fins jusqu'aux crêtes. Les coulées ponceuses d'ignimbrites, par leurs volumes phénoménaux, ont tendance à fossiliser des vallées et des plaines entières.

- **Les remobilisations de matériaux** (pour être plus général que le terme lahar), dont les moteurs principaux sont la gravité et l'eau, produisent des formes de destruction à l'amont de l'édifice, mais deviennent également source de formes d'accumulation plus en aval, sous l'aspect de cônes alluviaux ou de piémonts (DERRUAU M., 1984). Ces coulées boueuses ont d'autant plus la capacité de se propager sur des pentes faibles qu'elles sont riches en argile et en eau. Quand le front du lahar s'arrête, la coulée se fige et fossilise le lit du cours d'eau emprunté. Certaines formes élémentaires, certains aspects de la structure et la texture de leurs dépôts ressemblent à ceux des nuées ardentes.

A1- 1.2. Les formes structurales

L'érosion sélective, différentielle, génère des inversions de relief par dégagement de structures profondes (reliefs fossilisés, intrusions), mais aussi en épargnant une couche structurale originelle résistante au sommet d'une coupe stratigraphique (BIROT P., 1958).

A1- 1.3. Les formes de destruction

Dans les formes de destruction, on peut différencier celles dont l'origine directe est l'activité volcano-tectonique et celles résultant de l'érosion.

Les formes de **destruction volcano-tectonique** correspondent à des dépressions bordées de parois abruptes. Quand elles sont closes, elles peuvent renfermer un lac. Elles comprennent :

- les **cratères d'explosion** avec un phénomène de ramonage pour les cratères au sommet de l'édifice ou d'explosions souterraines pour les maars ;

- les **caldeiras sommitales** d'effondrement brusque ou de subsidence lente par effondrement du toit de la chambre magmatique. Des caldeiras sommitales peuvent s'emboîter si il y a plusieurs phases d'effondrement ;

- les **structures d'effondrement de flanc**, en fer à cheval, résultant d'une avalanche de débris à la suite d'une déformation magmatique de l'édifice dépassant le seuil de résistance (éruption du St-Helens) et donnant également une formidable explosion (blast).

Les **formes d'érosion**, dans un ordre décroissant en volume mobilisé, sont :

- les **structures d'effondrement de flanc**, en fer à cheval, proviendraient d'un glissement de terrain de grande envergure générant une avalanche de débris. Personne n'a encore observé ce genre de phénomène, et on n'a aucune idée de la dynamique des processus de mobilisation. Les volumes des dépôts ont été mis en relation avec le volume de l'édifice et leur propagation avec la hauteur de chute (UI T. *et al.* 1986) et les conditions topographiques canalisant l'avalanche de débris (YOSHIDA H. *et al.* 2007). L'intérieur de la dépression inscrite dans les flancs du volcan, une fois rempli à nouveau de matériaux, peut à nouveau glisser, mobilisant des volumes inférieurs : on obtient des caldeiras d'avalanche emboîtées. Les avalanches de débris représentent une part très importante dans le démantèlement des grands stratovolcans (BOUDON G. 2002). Les cicatrices laissées sont une véritable zone d'appel à vide qui surexcite l'érosion jusqu'à obliterer les formes d'origines (DERRUAU M. 1958). Elles sont très rapidement attaquées par l'érosion, mais aussi par des processus tectoniques et explosifs, et peuvent reculer avec des taux considérables de 3 m par millénaire (Réunion, HAURIE J.L. 1987, Canaries, PARIS R. *et al.* 2001). Les surfaces d'arrachement peuvent évoluer en amphithéâtre d'érosion en quelques centaines de milliers d'années.

- les **falaises littorales** concernent essentiellement les volcans des îles volcaniques "au pied dans l'eau". La houle marine tranchant les dépôts volcaniques génère des falaises pouvant dépasser plusieurs centaines de mètres de haut. La hauteur des falaises est contrôlée par l'exposition aux grandes houles, l'ancienneté des dépôts et la résistance des matériaux à l'érosion marine (GUILCHER A. 1984). Les roches volcaniques sont particulièrement sensibles à la corrosion dans la zone intertidale et l'étage supérieur exposé aux embruns (BATTISTINI R. 1985). La matrice des dépôts pyroclastiques est particulièrement sensible à la corrosion. Dans ces dépôts, le recul du rivage s'effectue par chutes de blocs, mais aussi par chutes de pans entiers volumineux qui se disloquent au pied de la falaise. Ce recul laisse place à une plate-forme de corrosion sur laquelle les fortes houles déferlent. Ce platier contribue à la protection de la côte face aux fortes houles (PAGNEY F. 2007).

- les **cicatrices des mouvements de terrain** sur les versants sont variées, mais surtout leur nombre, leur activité et les volumes mobilisés sont remarquables (MOMPÉLAT P. 1994), notamment sur les stratovolcans en raison de leur hétérogénéité, de leur instabilité structurale et des vallées qui les entaillent (PEULVAST J.P. *et al.* 2001). Sur les matériaux altérés on aura des phénomènes superficiels affectant le manteau d'altération sous forme de reptation, de solifluxions mais aussi de glissements rotationnels plus profonds et volumineux (FLAGEOLLET J.C., 1988). Sur les matériaux volcaniques sains, on rencontre une abondance d'éboulis et de talus d'éboulis (DERRUAU M. 2008). Les coulées de lave massive subissent une fragmentation après leur mise en place, liée au retrait lors de leur refroidissement, pour se présenter sous forme de prismes. Ces prismes, débités en articles empilés (lauzes), fournissent des blocs au cours d'eau sous forme d'éboulements ou de chutes de pierres. Les coulées massives, même très prismées, fournissent moins de matériaux que les dépôts pyroclastiques, surtout s'ils sont jeunes et peu compactés (TAZZIEF *et al.* 1990). Ces derniers accusent une résistance à l'érosion intermédiaire entre la lave compacte et les sables suivant leur degré de cohésion. Leurs mobilisations, sous forme de chutes de blocs et d'éboulements, proviennent des escarpements subvertiscaux bordant les cours d'eau. Ces abrupts verticaux quand ils sont composés de dépôts pyroclastiques compactés, se décollent par pans entiers, mais conservent longtemps leurs formes verticales (DERRUAU M. 1958). Ils contribuent grandement à la fourniture de matériaux au réseau hydrographique. Sur des matériaux pyroclastiques jeunes et non cohérents, on peut aussi rencontrer des glissements rotationnels volumineux affectant le versant sur toute sa hauteur.

- les **processus d'incision linéaire** par le ravinement sont les grands sculpteurs des édifices volcaniques, aboutissant à la formation de vallées rayonnantes qui suivent les profils de plus grande pente. L'incision linéaire dépend de la fourniture en matériaux par les versants, cette dernière étant également contrôlée par l'enfoncement du cours d'eau (DERRUAU M. 2002). Les cours d'eau dissèquent les flancs du volcan en s'encaissant dans la masse par surimposition. La dynamique fluviale est largement influencée par les conditions lithologiques (DERRUAU M. 1958), tectonique (DERRUAU M. 1988), bioclimatiques (TRICART J. 1981), mais aussi, comme nous l'avons déjà

évoqué, par le stade d'évolution (DAVIS W.M. 1899), reflet du temps spatialisé (KLEIN C. 1993). Nous reviendrons longuement et en détail sur ces processus hydro-volcano-géomorphologiques dans le § 1-2, mais aussi dans l'ensemble de ce travail.

- L'**altération** des matériaux volcaniques, sous climat tropical humide, commence par une désintégration granulaire avec d'abord une patine, puis par un gradient d'altération de la périphérie vers le centre, qui se traduit par une desquamation en pelure d'oignon (épaisseur de 2 à 3 cm) entourant un noyaux rocheux sain (DERRUAU M. 2008). Cette altération différentielle est réalisée par lessivage de la mésostase microlithique ou vitreuse. A un degré d'altération plus avancé, la météorisation des laves aboutit à la formation de substances amorphes : les allophanes (qui ne sont pas des argiles), lesquelles se combinent avec de la matière organique et des minéraux peu évolués pour former des sols noirs : les andosols (DUCHAUFOUR P. 1995). Leur formation implique une forte pluviométrie et une saison sèche peu marquée, mais aussi un bon drainage. Les andosols peuvent contenir jusqu'à 200 % d'eau, dont seuls 30 % sont utilisables par les végétaux, ce qui leur donne un aspect spongieux en surface et une texture pseudo-limoneuse. Ils ont un potentiel remarquable de circulation libre de l'eau, mais leur dessèchement est irréversible et le sol devient friable et perd son onctuosité (COLMET-DAAGE F. *et al.* 1971). Sous climat chaud et humide, les cendres volcaniques se transforment en allophanes en quelques mois seulement et en argiles plus évoluées (halloysites) en quelques milliers d'années (TAZZIEF *et al.* 1990). La pédogénèse en milieu de volcanique actif ne peut durer que l'intervalle de temps entre deux éruptions. En effet, le recouvrement des sols en formation par des coulées ou des retombées volcaniques interrompt définitivement la météorisation.

L'altération des roches par l'activité fumerolienne ou hydrothermale, chargée de produits agressifs à température élevée, génère une altération rapide totale laissant sur place des argiles blanchâtres.

A1- 2. Les dynamismes éruptifs rencontrés sur la Montagne Pelée et leurs dépôts

Toutes les éruptions de la Montagne Pelée commencent par un stade dit phréatique. L'ascension des magmas réchauffe les aquifères, lesquels ont tendance, eux aussi, à remonter dans l'édifice. Lors de la vaporisation de ces nappes d'eau, de fortes explosions se produisent et libèrent des panaches de vapeur et de cendres (roche encaissante pulvérisée) tout en projetant des blocs. Ces éruptions ne constituent pas de dépôts importants, mais peuvent quand même constituer un danger lors des dégagements de vapeur. La remontée des nappes phréatiques de l'édifice est susceptible de provoquer des lahars dans les principaux grands cours d'eau du volcan (CHRETIEN S. 1983).

Soit l'éruption avorte à ce stade, soit l'ascension du magma continue pour évoluer en éruption magmatique (figure A1-01).

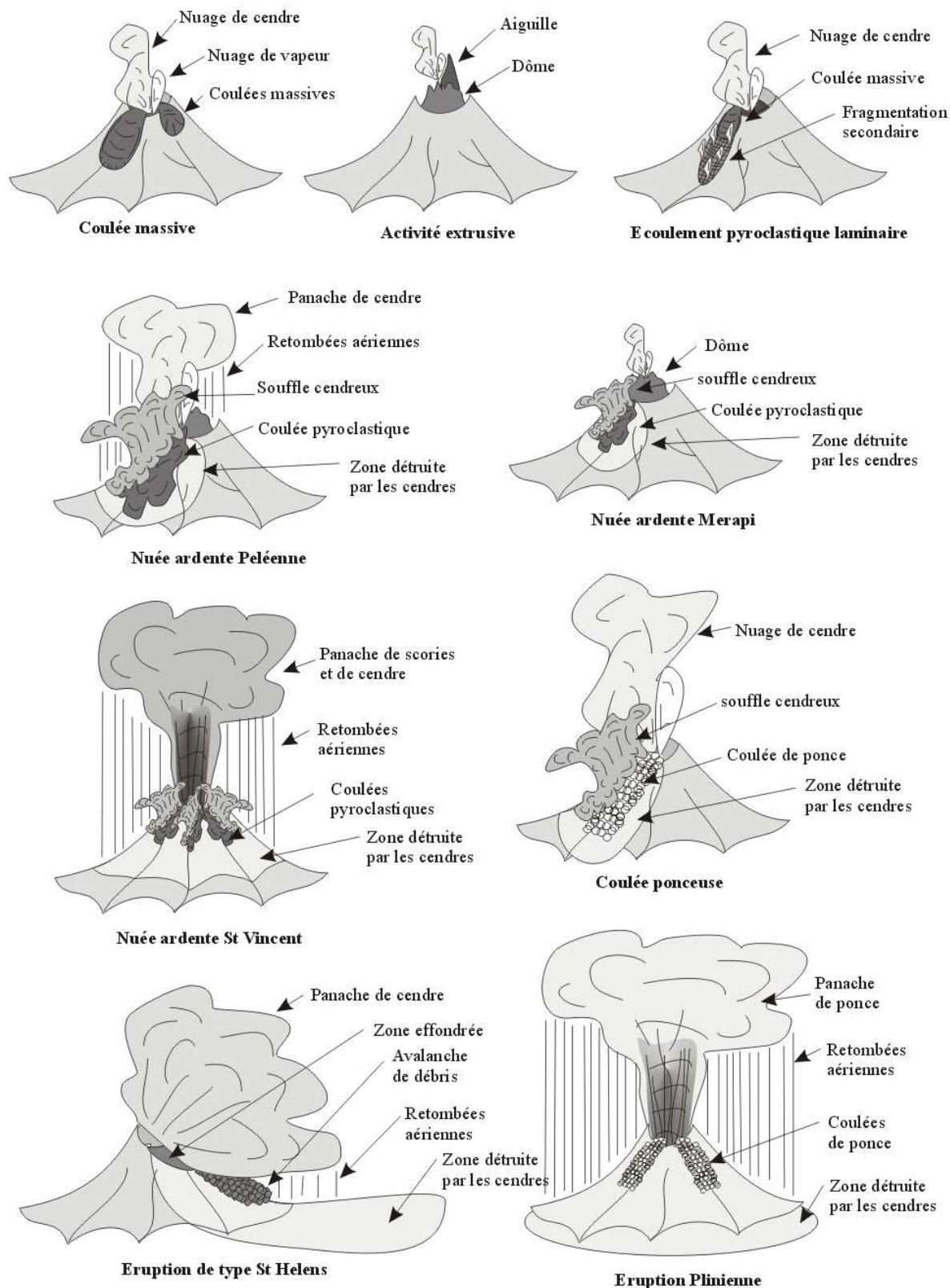
A1- 2.1. Les dépôts issus d'un dynamisme éruptif effusif

Ils correspondent à des épanchements de lave sur des distances plus ou moins longues, voire nulles pour les intrusions de dôme. Ils n'ont été observés que durant la Paléo-Pelée. Ils n'ont pas un caractère explosif, mais sont accompagnés d'explosions secondaires (BOUDON G. *et al.* 1982, BOURDIER J.L. *et al.* 1984).

Les **coulées massives** de la Montagne Pelée recouvrent des dépôts pyroclastiques plus anciens. Ce sont des coulées de lave épaisses de plus de 50 m, de nature andésitique, qui montrent une prismation importante. Ces laves visqueuses peuvent conserver la majorité de leurs gaz dissous, lesquels provoquent des avalanches incandescentes secondaires ou des écoulements pyroclastiques laminaires secondaires dont l'aspect ressemble à des coulées à blocs (TANGUY J.C. 1999). Ces dépôts superficiels non cohérents, disparus par érosion, laissent affleurer les coulées prismées, telles les Mornes Essente, Calebasse, Macouba et Plumé marquant la frontière d'une caldeira ancienne.

Les **intrusions** sont des épanchements de lave, si visqueuse qu'elle reste sur place pour former des dômes, ou qu'elle se solidifie à l'intérieur de l'édifice pour sortir sous forme d'aiguille. Ces intrusions sont généralement précédées de coulées pyroclastiques qui auront appauvri les magmas en gaz, les rendant ainsi plus visqueux. Trois dômes sont reconnus au sud-est des dômes de 1902 et 1929. Ils sont aussi nombreux dans les Pitons du Mont Conil (figure 09).

Figure A1-01) Les dynamismes éruptifs rencontrés sur le massif de la Montagne Pelée



Conception: LALUBIE G (2001)
Sources: TRAINEAU H. et al. (1982) TRAINEAU H. et al. (1991),
WESTERCAMP D. et al. (1990), BOURDIER J.L. et al. (1984)

A1- 2.2. Les dépôts pyroclastiques résultat d'un caractère explosif

Les coulées pyroclastiques proviennent de l'explosion et de la pulvérisation du magma. Elles sont de différents types selon les conditions environnementales et la composition du magma. Elles proviennent de la vésiculation des gaz du magma, telle que ce dernier tient en suspension dans les gaz magmatiques.

Décrivées pour la première fois par LACROIX A., en 1904, à l'occasion de l'éruption de 1902, les **nuées ardentes peléennes** sont des explosions latérales dirigées qui ont lieu lorsque la pression des gaz ne suffit pas à fragmenter le bouchon visqueux au sommet de la cheminée mais qu'elle dépasse la résistance de l'encaissant. Celles de 1902, six au total, ont été sujettes à de nombreuses études (BOUDON G. 1987, BOURBIER J.L., 1994). Dans une zone de faiblesse de la paroi du dôme (toujours associé aux nuées), une explosion se produit, laissant place à un flux éruptif oblique qui, s'ajoutant à la pesanteur, a tendance à suivre les vallées sur des distances importantes. Leur dynamisme leur permet même de franchir certains reliefs. La nuée ardente est précédée d'un souffle provoqué par l'explosion et elle se déplace à des vitesses pouvant dépasser les 500 km.h^{-1} . Les coulées pyroclastiques sont accompagnées d'un nuage cendreux qui peut s'élever à plusieurs km de hauteur et qui se propage également latéralement à la coulée (poussée orthogonale).

Les dépôts des coulées sont un mélange chaotique de blocs de toutes tailles (jusqu'à plusieurs mètres) et d'une matrice sablo-cendreuse. Les blocs sont plus nombreux dans le centre de la coulée alors que les cendres représentent les dépôts latéraux. Leurs dépôts sont difficilement reconnaissables des **nuées ardentes de type Mérapi** si ce n'est par une extension moins importante du fait qu'elles ne soient pas propulsées par une explosion. Les matériaux proviennent des écroulements gravitationnels des parois du dôme. Elles sont dangereuses et destructrices, mais sont cantonnées uniquement dans les vallées et dans un rayon assez proche du cratère. Ce type d'éruption sur la Montagne Pelée se produisit d'août 1902 à 1905 et durant l'ensemble de la crise de 1929 (BOURBIER J.L., 1994). Les **nuées ardentes de type St Vincent** sont décrivées la première fois sur la Soufrière de St Vincent en 1902 par ANDERSON *et al.* (1903). Le magma moins visqueux permet un dégazage plus puissant à l'intérieur de la cheminée. Les bulles de gaz deviennent si importantes qu'elles mettent le magma en suspension. Il est alors projeté verticalement avec une puissance formidable pour former une colonne magmatique pouvant dépasser les 10 km de hauteur. C'est donc une éruption à cratère ouvert. La perte momentanée de puissance, ou l'agrandissement du diamètre du conduit volcanique par ramonage, provoque des écroulements partiels ou totaux de la colonne magmatique, pour donner des nuées ardentes retombantes. Elles recouvrent tous les flancs du volcan dans un proche rayon du cratère et empruntent les vallées hydrographiques. Les blocs de lave sont scoriacés et mélangés dans une matrice cendreuse. Ce type d'éruption a concerné exclusivement la période 40 000 – 20 000 ans de la Montagne Pelée (WESTERCAMP D. *et al.* 1990) avec notamment deux épisodes paroxysmaux dont les dépôts occupent une part importante dans le volume de l'édifice (BOUDON G., 1993). Décrise par PLINE le Jeune lors de l'éruption du Vésuve en l'an 79, les **éruptions ponceuses pliniennes** sont aussi à cratère ouvert et sont consécutives à une explosion dans la cheminée, de même type que les éruptions St Vincent. Le magma acide très riche en gaz est expulsé sous forme de ponce blanche. La colonne magmatique s'écarte à son sommet sous forme de pin parasol. Les fragments de pierres ponces retombent quand leur énergie cinétique est devenue moins forte que la pesanteur. Les dépôts, classés normalement, recouvrent toute la topographie du volcan et sont d'autant plus importants, en taille des éléments et en épaisseur, que l'on se rapproche du cratère (BOURBIER J.L., 1994). On rencontre ce style d'éruption dévastatrice fréquemment dans l'activité récente de la Montagne Pelée, la dernière datant de l'an 1300 (WESTERCAMP D. *et al.* 1990). Les coulées de ponce proviennent du débordement de la cheminée d'une mousse de lave, mais aussi de la retombée d'une colonne plinienne ponceuse. Elles empruntent les vallées et peuvent avoir des épaisseurs importantes, supérieures à 50m. Les dépôts sont constitués d'un mélange de ponces émoussées, de cendres (provenant de l'usure des ponces) et de roches oxydées arrachées au conduit. En ce qui concerne l'activité récente de la Pelée, une éruption sur trois environ est à caractère ponceux (TRAINEAU H. 1982). Ces coulées

pyroclastiques ponceuses sont destructrices, mais leur impact est étendu seulement à quelques vallées collectrices (TRAINEAU H. *et al.* 1991).

A1- 2.3. Les remaniements ultérieurs

Les dépôts en place sont remobilisés par les eaux ou par déstabilisation d'un flanc du volcan. Les **lahars** sont des coulées de débris, au comportement non newtonien, provenant de la remobilisation des dépôts pyroclastiques par de grandes quantités d'eau superficielles. L'eau peut provenir (CHRETIEN S. 1983) :

- d'averses tropicales intenses que le relief de la Montagne Pelée accentue ;
- de la condensation des vapeurs émises par le volcan ;
- du débordement des nappes phréatiques ;
- de la vidange du lac de cratère (5 mai 1902 avec la destruction de l'usine Guérin).

Les lahars peuvent prendre des dimensions colossales dans les vallées (plus de 50 m de haut) et se répandent dans toutes les directions, une fois arrivés dans la plaine d'inondation pour annuler tout relief. Ils peuvent être chauds pendant l'éruption et continuent à sévir longtemps après celle-ci (LAVIGNE F. *et al.* 2000). Autour de la Pelée, leurs dépôts, cantonnés dans le réseau hydrographique, subissent une érosion active. Par conséquent, ils sont rarement observables.

Que ce soit sous la pression d'un crypto-dôme ou par simple déstabilisation gravitationnelle (sous l'action d'un séisme, par exemple), un flanc du volcan peut s'effondrer et former une gigantesque **avalanche de débris** sur des distances en proportion avec le caractère cataclysmal de l'évènement, et la hauteur de chute (UI T. *et al.* 1986). L'avalanche est surtout composée de la roche ancienne, ce qui la différencie des dépôts de nuée ardente. Sur certains volcans, la zone détruite par ces souffles latéraux peut s'étendre à plus de 100 km du cratère (TANGUY J.C. 1999). La Montagne Pelée a subi trois effondrements de flanc dont les dépôts ont été reconnus en mer des Caraïbes (LE FRIANT A. 2001).

A1- 3. Le modèle magmatique de la Montagne Pelée

A1- 3.1. Magmatologie de la Montagne Pelée

Les laves du Mont Conil ont été peu étudiées, mais sont assez analogues à celle de la Montagne Pelée (FICHAUT M. 1986). WESTERCAMP D. *et al.* (1990) différencient les laves du Conil de celles de la Pelée par la présence de hornblende très abondante dans les laves récentes du Conil. Sinon, les laves sont de nature andésitique à dacitique, comme celles de la Montagne Pelée. FICHAUT M. n'exclut pas l'existence d'une continuité pétrographique entre les laves du Conil et celles de la Pelée.

Les magmas de la Montagne Pelée sont typiquement de la série calco-alcaline d'arc insulaire, caractérisée par EWART A. (1976). Ils sont relativement pauvres en potassium pour un volcanisme d'arc. En faisant l'étude magmatologique de la Montagne Pelée, FICHAUT M. *et al.* (1985, 1986) ont montré que les laves de la Pelée sont en majorité des andésites acides, de teneur en silice comprise entre 57 et 63 %. Mais on peut rencontrer tous les échantillons de teneur en silice, comprise entre 51 et 65 %, soit des basaltes aux dacites (figure A1-02). Les teneurs extrêmes sont toutefois peu présentes et ne sont pas caractérisées par une période particulière. Les laves basiques sont surtout représentées dans les éruptions de type St Vincent qui se sont produites au cours de la période de l'édifice intermédiaire. On les rencontre aussi dans les enclaves sombres, incrustées dans maints dépôts de la Pelée.

FICHAUT M. (1986) indique que les laves de la Pelée ont une texture entre vitroporphyrlique et microlitique porphyrique. La mésostase représente 50 à 75 % du volume des roches. Sans les microlites de la mésostase, le verre résiduel a une composition en général rhyolitique (très riche en silice) quelle que soit la nature de la roche. Les phénocristaux, 25 à 50 % du volume, sont, par ordre d'abondance :

- les plagioclases (50 à 80 % du volume des phénocristaux), de la bytownite pour les dacites à l'anorthite pour les laves basiques ;

- les orthopyroxènes, plus abondants dans les laves acides (10 à 20 %), leurs compositions varient largement ;
- les clinopyroxènes, plus abondants dans les laves basiques (0 à 20 %), les plus courants sont les augites ;
- les minéraux opaques (1 à 8 %), surtout des titamagnétites ;
- les amphiboles (0 à 2 %, 20 % exceptionnellement dans les enclaves congénères historiques), elles sont calciques de type hornblende ;
- l'olivine (0 à 5 % exceptionnellement), elles sont magnésiennes et absentes des laves acides.

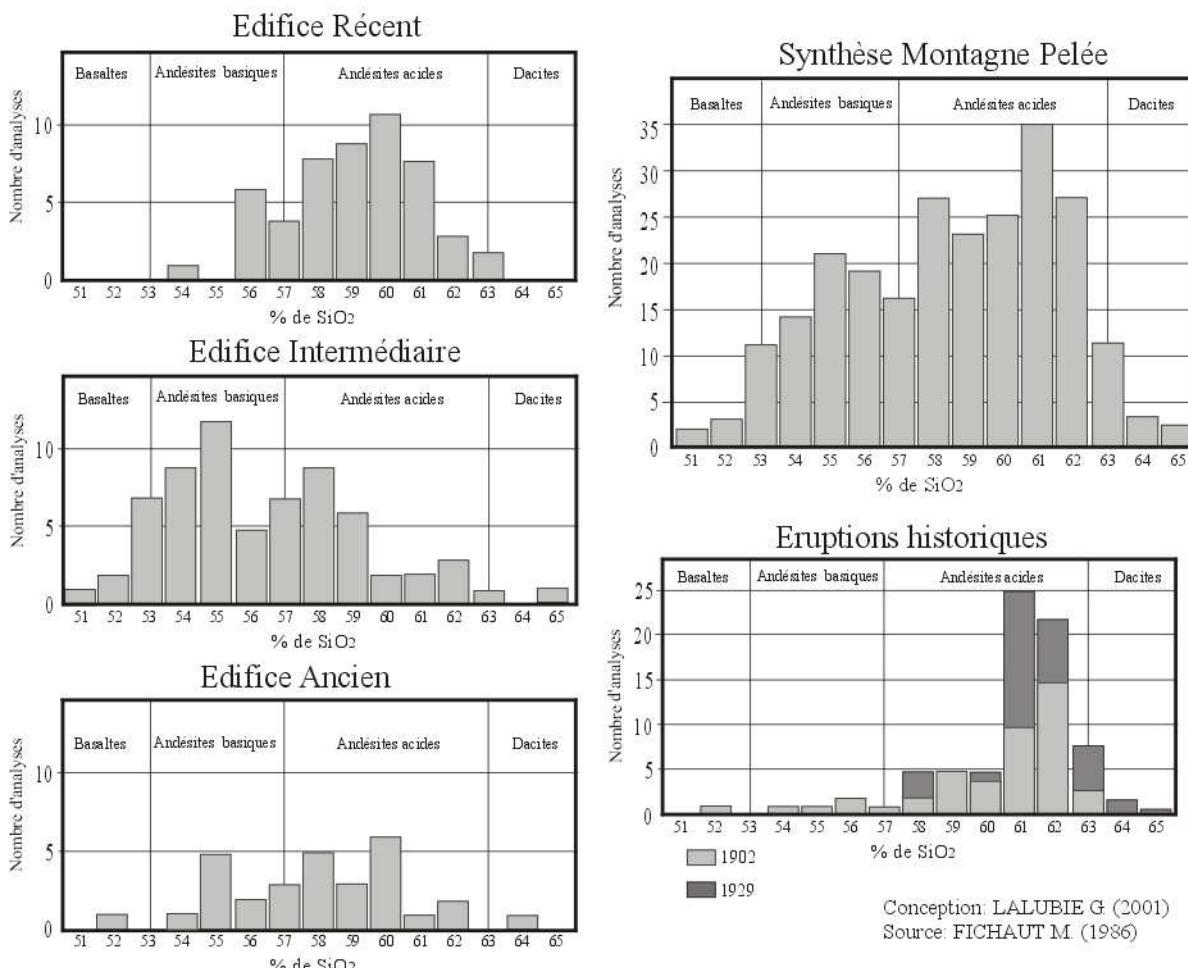
Les enclaves, généralement basiques, sont nombreuses dans les dépôts de la Pelée. FICHAUT M. (1986) les classe en trois catégories :

- les xénolites du substratum, lesquels sont ramenés aux dépens des dépôts en place de la paléo-pelée ou plus rarement du substratum. Ils peuvent participer jusqu'à 40 % du volume des brèches grossières des nuées ardentes peléennes (FICHAUT M. *et al.* 1985). Ils possèdent une pellicule d'oxydation superficielle. Certains ont subi des altérations hydrothermales et d'autres possèdent des traces de métamorphisme de contact ;

- les enclaves basiques congénères. Elles se différencient de la lave hôte par une couleur plus sombre et leur grain souvent plus fin (peu porphyrique). Leurs contours marquent des auréoles de diffusion qui traduisent un mélange liquide-liquide des deux laves (injection de lave basique dans une chambre magmatique acide).

- les cumulats à texture grenue. Ils sont de deux natures : les cumulats gabbroïques (nuée ardente St Vincent) et les cumulats dioritiques à la texture plus fine que les premiers, sans verre interstitiel, et rencontrés à toutes les périodes éruptives de l'histoire de la Pelée.

Figure A1-02) Teneur en SiO₂ des laves de la Montagne Pelée

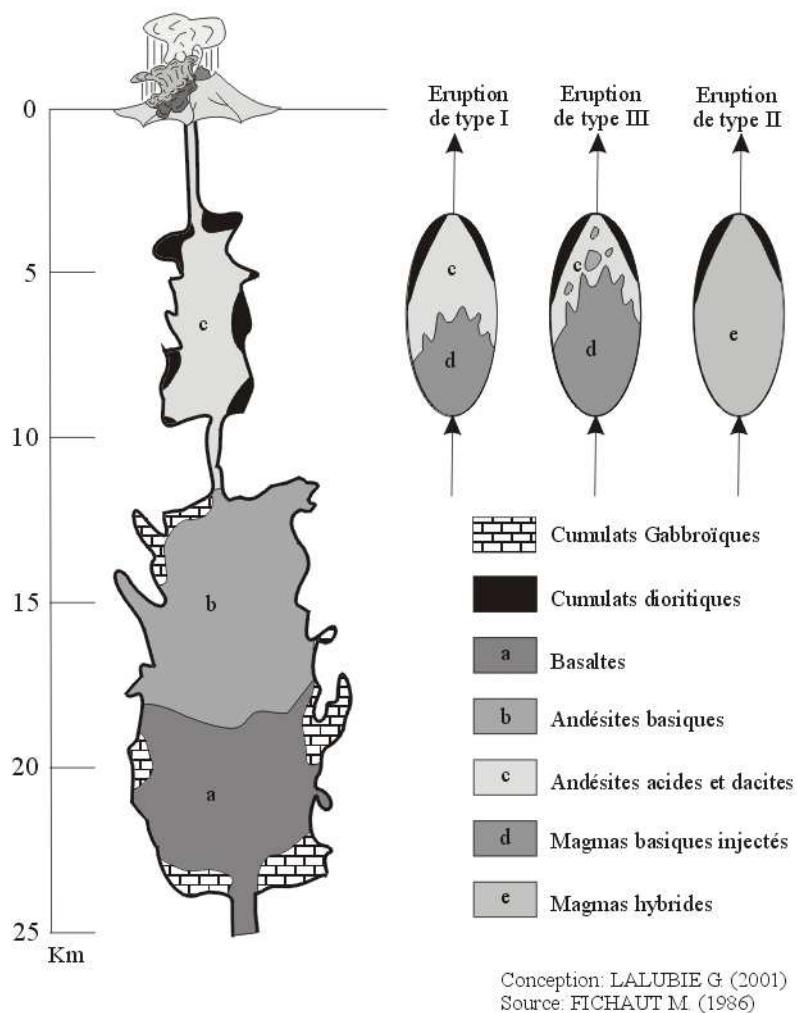


Conception: LALUBIE G. (2001)
Source: FICHAUT M. (1986)

A1- 3.2. La chambre magmatique et le déclenchement des éruptions

La formation des laves de la Pelée implique deux processus : la différentiation magmatique par cristallisation fractionnée et le mélange magmatique par des magmas basiques fraîchement injectés (processus interprété comme majoritaire). La part de la contamination intracrustale et la participation des sédiments subductés, non quantifiée, restent cependant pour FICHAUT M. (1986) négligeable. L'étude minéralogique conduite par ce chercheur lui permet de conclure que les températures et les pressions de cristallisation des minéraux diminuent des basaltes aux dacites. Les dacites cristallisent donc dans les couches supérieures de la chambre magmatique. En fait, cette dernière serait constituée de deux compartiments (figure A1-03) : un compartiment superficiel contenant des magmas acides, entre 5 et 10 km de profondeur et d'une capacité de 0,2 à 0,3 km³ ; un compartiment inférieur, plus profond de quelques kilomètres, remplis de magma basique, et d'une capacité de 1 km³.

Figure A1-03) La chambre magmatique de la Montagne Pelée et les trois types magmatologiques d'éruption



FICHAUT M. propose ce modèle de chambre magmatique à deux compartiments du fait que l'on ne retrouve pas de lave basique autrement que sous forme d'inclusions congénères. Le compartiment superficiel serait alimenté périodiquement par du magma basique provenant de la chambre magmatique sous-jacente. Celle-ci expliquerait le caractère déjà évolué des laves basiques, lesquelles alimentent la chambre superficielle. En effet, les laves basiques évoluées proviendraient d'une cristallisation fractionnée d'un magma plus primitif, au sein du compartiment profond. Ces injections

de magma basaltique, dans la chambre superficielle, seraient à l'origine de mélanges magmatiques, puis du déclenchement de l'éruption du volcan. Une surpression, due à l'enrichissement en volatiles, dans la chambre magmatique consécutive à la différenciation magmatique (en fonction de temps), et peut-être même par incorporation d'eau météorite, serait susceptible aussi de réveiller le volcan (TRAINEAU H. 1982). Il considère également que les phases d'activité intensive de la Pelée (d'une période d'un millénaire, voir paragraphe suivant) correspondraient à des alimentations importantes en magma profond basaltique.

En effet, les variations de la composition chimique des magmas au cours du temps indiquent :

- une baisse de la teneur en silice des laves pour les périodes éruptives intenses (pôle andésitique) correspondant à une injection de magma basaltique ;
- une acidification des laves dans les phases d'activité volcanique faible (pôle dacitique) où la différenciation magmatique joue un rôle plus important.

Ainsi, FICHAUT M. (1986) différencie trois types d'éruption (figure A1-03).

- Les éruptions homogènes (Type I), émettant des volumes réduits et dont le processus de cristallisation fractionnée est bien mis en évidence. L'injection de magma basique est de faible ampleur et ne provoque pas de mélange. C'est une vidange partielle de la chambre superficielle.

- Les éruptions à texture homogène, mais chimiquement hétérogène, de 4 à 8 % de SiO₂ (Type II). Les injections de magma basique sont bien mélangées au magma hôte. Ces laves hybrides, homogènes d'aspect, présentent des minéraux en déséquilibre. Les volumes émis sont parfois importants quand la chambre superficielle est totalement vidangée.

- Les éruptions à texture et à composition chimique hétérogènes (Type III). C'est le stade intermédiaire entre l'absence de mélange et le mélange total. Les laves présentent des enclaves basaltiques congénères.

GOURGAUD A. (1985) a remarqué l'évolution du type d'éruption au sein d'un même épisode éruptif. Les premiers dépôts (ceux au-dessous de la coupe) présentent des enclaves (Type III), alors que ceux qui clôturent l'éruption sont bien homogènes (Type II). Il y aurait donc, selon lui, un mélange actif du magma dans la chambre magmatique au cours d'une éruption (1902, en particulier).

A1- 4. L'activité sismique sur la massif de la Montagne Pelée

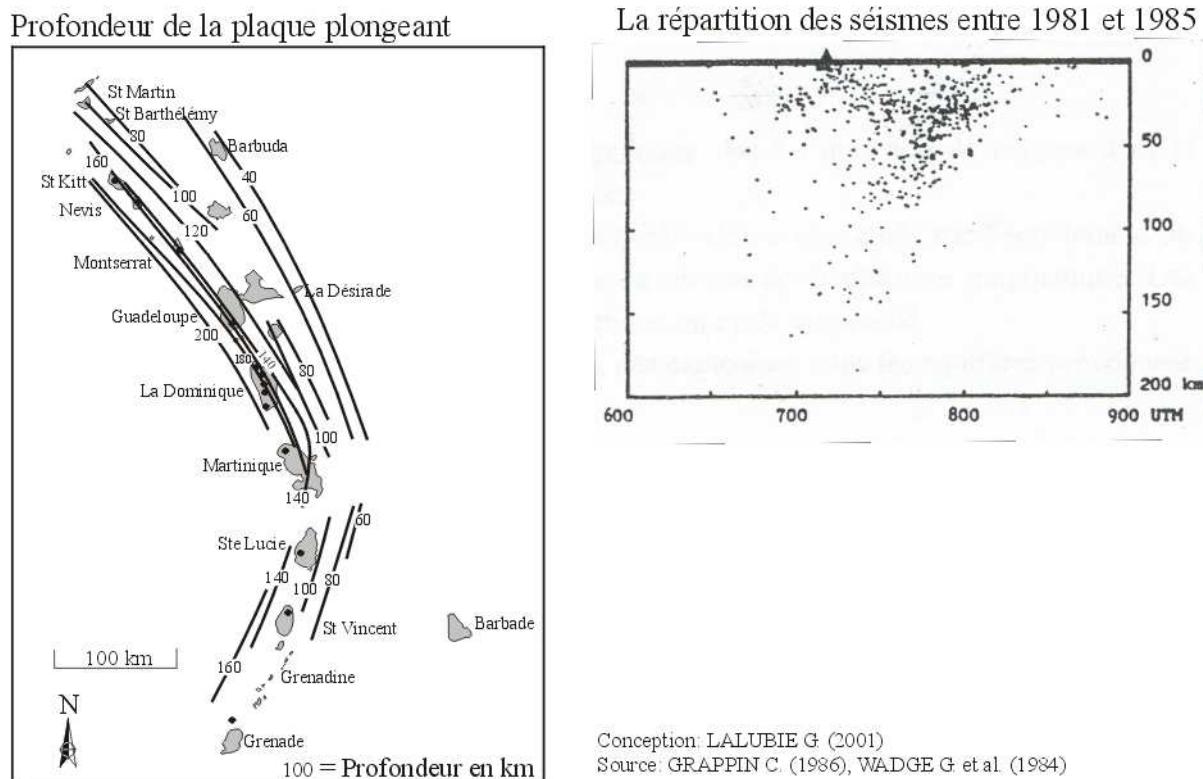
A1- 4.1. La sismicité régionale de subduction

Le contexte géodynamique des Petites Antilles, avec sa zone de subduction intraocéanique, est propice aux séismes. L'énergie, libérée lors d'un séisme, se propage sous forme d'ondes (MONTAGNER J.P. 1997). Des ondes de compression et de dilatation (onde P), des ondes de rotation et de distorsion (onde S) et des ondes d'interférence (onde L et R) qui se forment par la réflexion des deux premiers types d'onde sur la surface de la terre et le long de discontinuités internes. Ce sont ces dernières qui sont le plus destructrices. Les effets des ondes sismiques sont amplifiés aux sommets des reliefs et aux arrêtes des canyons (GAGNEPAIN *et al.*).

L'affrontement des deux plaques tectoniques et la courbure de la croûte océanique américaine sont responsables de séismes superficiels. Ils sont le résultat le plus souvent d'une contrainte d'extension. Des déformations de la bordure orientale de la plaque seraient aussi à l'origine de certains séismes. Plus en profondeur, le long du plan de Bénioff, ils proviennent de l'arrachement de lambeaux de la croûte subductée (contrainte d'extension), ou de son changement d'inclinaison, provoqué par des différences de densité dans le manteau (contrainte de compression). La modification des conditions thermodynamiques en profondeur engendre aussi un changement de phase minérale dans la plaque subductée, créant des sortes "d'implosions" responsables d'un réseau de fracturations. Au niveau de la Martinique (figure A1-04), le contact entre les deux plaques se situe, à l'est, à 75 km au large de l'arc et les séismes ont lieu jusqu'à 200 km de profondeur (à la verticale de l'île). Les plus grandes magnitudes (jusqu'à 8) se situent entre Sainte Lucie et le nord de la Guadeloupe (FEUILLARD M. 1984). Le massif de la Montagne Pelée se situe donc au milieu de la zone la plus propice. L'île de la Martinique devrait être soumise à une compression orientée Est-Ouest et une extension orientée Nord-Sud, mais les anciennes rides océaniques (Tiburon, Sainte Lucie) semblent jouer un rôle perturbateur

dans la répartition du champ de contraintes régional. Ainsi, selon les derniers travaux sur les failles actives en Martinique (GROS Y. 2002), l'île subirait actuellement une extension Nord-Est/Sud-Ouest (NE-SW), impliquant un décrochement normal pour les failles orientées Nord-Ouest/Sud-Est (NW-SE) et un jeu faiblement décrochant pour les failles Nord-Est/Sud-Ouest (NE-SW).

Figure A1-04) Le plan de BENIOFF sous les Petites Antilles



Conception: LALUBIE G. (2001)
Source: GRAPPIN C. (1986), WADGE G. et al. (1984)

Le dernier séisme majeur en Martinique, selon le témoignage de Jacques Aimé PERAY, se déroula le 11 janvier 1839 vers 6H00 du matin (intensité IX). Il provoqua 3 à 400 victimes et d'énormes dégâts matériels à Fort de France (PERAY J.A. 1840). Toujours selon ce témoignage, Saint-Pierre fut à peine touché. Il y aurait eu des projections d'eau et de boue à une hauteur de 1,5 mètre et la liquéfaction des vallées d'alluvions. Il y aurait aussi eu des effondrements de falaises et des glissements de terrain. Deux autres séismes remarquables se produisirent le 7 novembre 1727 (intensité VIII), et 21 mai 1946 (intensité VII-VIII). Une étude fine de la sismicité et de la tectonique d'une région permet de calculer approximativement le temps de récurrence des séismes et de cartographier des segments de failles. Il est couramment admis que, pour la Martinique, un séisme majeur d'intensité VIII, se produit par siècle (FEUILLARD M. 1984). Le temps de récurrence serait de 50 ans pour une intensité de VII. Or, le dernier s'est produit le 11 janvier 1839, il y a environ 170 ans. La Martinique est donc dans une lacune sismique, ce qui peut vouloir dire que la probabilité d'un séisme majeur est importante. Entre 1988 et 1998, il s'est produit 4 927 séismes, mais seulement 1,4 % d'entre eux ont été ressentis par une partie de la population.

A1- 4.2. Les séismes d'origine volcanique

La crise volcanique ne peut être que sismique, ou phréatique, magmatique ou encore majeure. Elle entraîne systématiquement des séismes, situés sous l'édifice (DOREL J. 1994). Ils sont de deux types selon leur profondeur.

Les **séismes volcano-tectoniques** sont profonds et peuvent débuter longtemps avant la crise volcanique. Ils résultent de la fracture des roches. Ils sont provoqués tout d'abord par l'intrusion du magma dans la croûte terrestre jusqu'à la chambre magmatique. Puis, l'augmentation de la pression

dans la chambre magmatique augmente les contraintes dans la roche adjacente, ce qui crée des essaims de faibles séismes autour de celle-ci. Sous la pression, le magma se crée un passage dans les fissures de la roche, au niveau des anciens conduits magmatiques, et les écarte par des petits séismes successifs. La montée du magma est donc la conjonction de la pression par le bas et de la dépressurisation du haut lors de la création du conduit. Aussi, la position des hypocentres sous le volcan renseigne sur la montée du magma et permet de prévoir son arrivée imminente à la surface. En fonction du nombre et de l'intensité des séismes par 24 heures, on peut estimer l'énergie sous le volcan et donc l'importance de l'éruption. Ces petits séismes sont localisés, mais peuvent intervenir tout autour du cône. Tout le massif peut alors être concerné. L'augmentation de la pression dans la chambre magmatique et le volume de magma en ascension dans le conduit magmatique font augmenter le volume interne du volcan. Son gonflement provoque des petits séismes par l'ouverture de crevasses et des glissements de terrain par une modification des pentes des versants.

Remarque : Si pour une petite crise sismique, les séismes ne sont que superficiels, ils ne sont pas dus à la montée du magma. Ils peuvent traduire des modifications de contrainte au niveau d'un aquifère ou l'obstruction d'une cheminée fumerollienne.

Les **séismes volcaniques** sont généralement superficiels. Ils sont engendrés par les fluides du volcan (magma et eau). Ils proviennent de la circulation du magma dans la cheminée, de son dégazage et de son écoulement sur les flancs. En pleine crise volcanique, les séismes sont continus ou en cycle rapproché : ce sont des trémors. Certaines explosions paroxysmiques, comme celle du 8 mai 1902, provoquent aussi des trépidations intenses du sol, ressenties sur tout le massif.

Les variations du niveau de remplissage de la chambre magmatique peuvent aussi être, tout comme son remplissage, sources de petits séismes.

Enfin, les explosions phréatiques souterraines, par la vaporisation d'aquifères lors de l'ascension du magma ou du gradient de chaleur dans le volcan, peuvent provoquer des séismes ressentis à quelques kilomètres à la ronde, de magnitude atteignant 5.

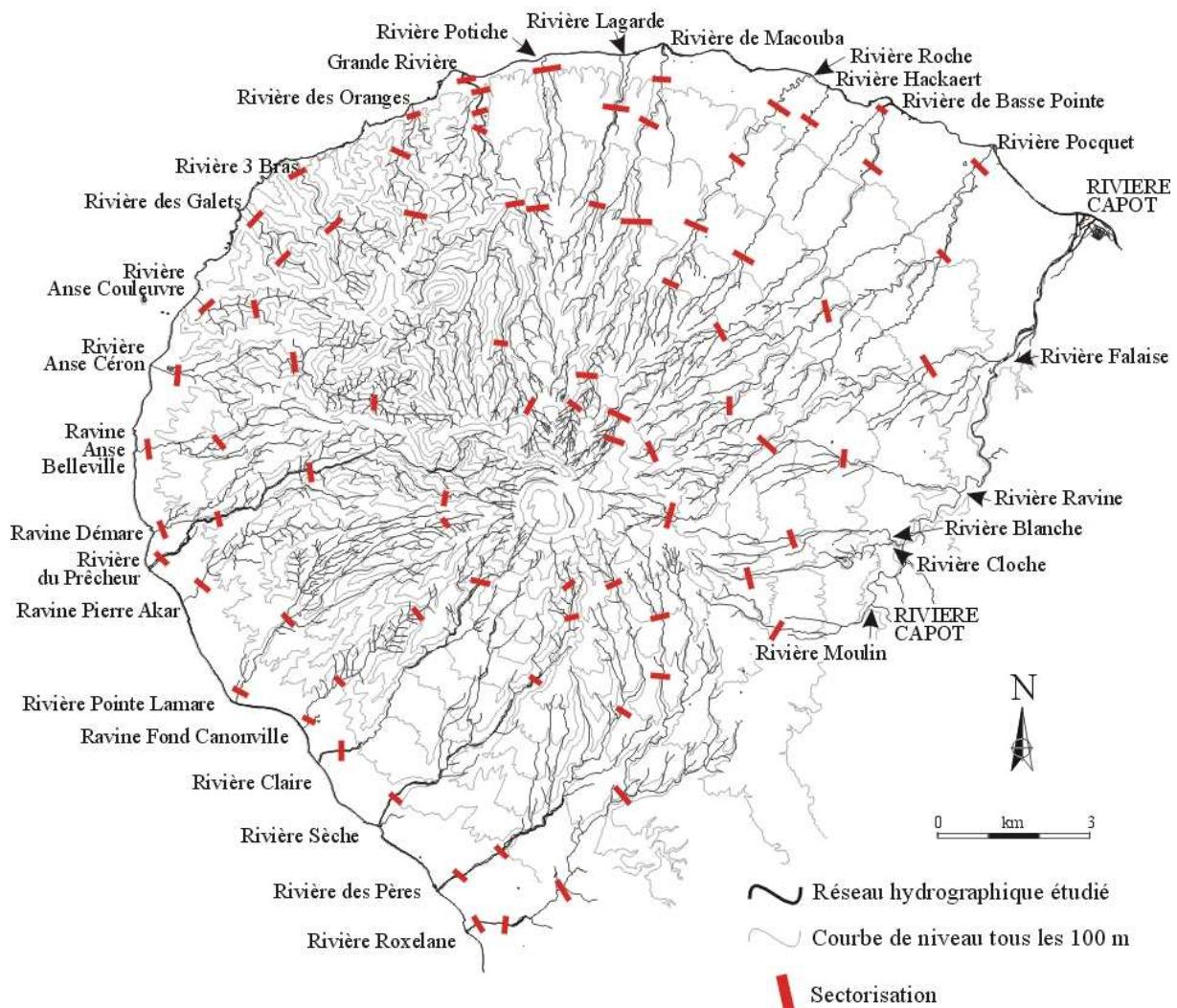
APPENDICE 2

Les caractéristiques hydro-géomorphologiques du massif de la Montagne Pelée

A2- 1. Les indices quantitatifs hydro-géomorphologiques

Les indices quantitatifs hydro-géomorphologiques ont été calculés pour l'ensemble des cours d'eau, mais aussi à une station par cours d'eau, ou encore pour des tronçons homogènes. La figure A2-01 représente le tronçonnage effectué sur le massif. Il est le même que celui utilisé pour la réalisation du Seq Physique (LALUBIE G. 2002b)

Figure A2-01) Sectorisation des vingt-huit cours d'eau du massif de la Montagne Pelée



Conception: LALUBIE G (2002)
Source: LALUBIE G (2002)

Tableau A2-01. Les caractéristiques physiques des bassins versants

Rivière	Numéro	Ordre	Surface Strahler	S (km ²)	Longueur L _{max} (km)	Largeur maximum L _{max} (km)	Périmètre (km)	Point culminant (m)	Altitude exutoire (m)	Longueur tot.reseau (km)	Altitude H05 (m)	Altitude H95 (m)	Altitude H50 (m)
Rivière Roxelane	1	5	6,97	8,4	1,73	20,9	1080	0	30,88	810	98	810	475
Rivière des Pères	2	4	7,32	7,9	1,95	17,2	1395	0	26,25	1125	100	100	430
Rivière Séche	3	3	5,61	6,2	1,53	12,9	1375	0	22,45	1035	120	120	502
Rivière Claire	4	4	3,02	6	1,10	11,5	1325	0	15,36	1200	102	102	622
Ravine Fond Canonville	5	3	2,47	3,5	1,18	6,7	805	0	12,4	640	63	63	258
Rivière Pointe Lamare	6	4	3,83	5,4	1,45	12,6	1000	0	29,37	836	138	138	380
Ravine Pierre Akar	7	3	2,27	4,9	0,85	10,3	830	0	12,3	835	66	66	273
Rivière du Précheur	8	4	6,14	7,1	1,50	15,7	1364	0	32,42	1312	96	96	512
Ravine Démare	9	3	1,04	3,3	0,33	6,6	480	0	6,45	512	68	68	298
Ravine Anse Belleville	10	3	1,55	3,5	0,55	7,4	570	0	8,66	448	79	79	276
Rivière Anse Céron	11	4	5,61	5,2	1,80	12,6	1030	0	28,67	800	75	75	396
Rivière Anse Couleuvre	12	3	1,64	2,5	0,93	5,5	700	0	6,69	600	60	60	242
Ravine des Galets	13	3	1,24	2,1	1,03	4,4	555	0	4,16	550	83	83	270
Rivière Trois Bras	14	4	2,52	2,9	1,50	7,1	897	0	10,08	809	130	130	388
Rivière des Oranges	15	3	1,44	2,6	0,95	5,9	725	0	7,06	710	80	80	325
Grande Rivière	16	5	10,72	6,5	3,00	15,6	1300	0	53,57	1042	132	132	482
Rivière Potiche	17	3	1,45	3,6	0,63	7,1	460	0	8,59	445	68	68	277
Rivière Lagarde	18	3	2,02	4,4	0,70	8,9	561	0	9,91	448	88	88	298
Rivière de Macouba	19	3	5,19	7,1	1,15	15	1300	0	28,99	1018	105	105	405
Rivière Roche	20	3	2,89	6,1	0,88	12,7	779	0	15,63	662	65	65	250
Rivière Hackaert	21	3	1,59	4,9	0,63	10	512	0	8,98	525	72	72	310
Rivière de Basse Pointe	22	3	6,5	8,4	1,50	17,6	1279	0	29,26	1140	70	70	282
Rivière Pocquet	23	4	9,63	8,5	1,83	18	1130	0	37,64	810	62	62	292
Rivière Falaise	24	4	6,91	7,6	1,15	16,6	1250	55	27,39	1110	142	142	470
Rivière Ravine	25	3	1,89	4,1	0,83	9	630	135	9,62	622	242	242	402
Rivière Blanche	26	3	1,63	3,8	0,68	8,2	770	180	7,68	813	276	276	532
Rivière Cloche	27	3	1,3	3,8	0,55	7,9	745	180	5,86	843	295	295	549
Rivière Moulin	28	3	1,27	3,2	0,58	6,6	753	234	6,83	818	355	355	550

Conception : LALUBIE G. (2006)
 Source : LALUBIE G. (2007)

Tableau A2-02. Les caractéristiques hydro-géomorphologiques des bassins versants

Rivière Montagne Pelée	Dénivelé D (m)	Dénivelé spécifique D _{ps} (km ⁻¹)	Moyenne D _{ps} (km ⁻¹)	Ratio de relief f	Moyenne RR	Indice Gravelius K _G	Moyenne Rect. équi. K _G	Longueur moyenne L _{res} (km)	Densité de drainage DD (km ⁻¹)	Moyenne DD (km ⁻¹)	Longueur moy. versant τ _v (km)	Moyenne τ _v (km)	Indice global de pente Ip	Moyenne Ip		
Rivière Roxelane	1080	0,15	0,13	Moyenne 0,18	Moyenne 0,18	2,23	9,8	4,4	Moyenne 0,113	Moyenne 0,139	Moyenne 0,073	Moyenne 0,133	Moyenne 0,073	Moyenne 0,16		
Rivière des Pères	1395	0,19	moyenne 0,22	Moyenne 0,22	Moyenne 0,18	1,79	7,7	3,6	Moyenne 0,139	Moyenne 0,110	Moyenne 0,166	Moyenne 0,166	Moyenne 0,16	Moyenne 0,16		
Rivière Sèche	1375	0,25	0,30	0,22	0,22	1,54	5,5	4,0	5,23	0,125	0,098	0,211	0,211	0,211	0,211	
Rivière Claire	1325	0,44	0,33	Ecart 0,23	Ecart 0,23	1,87	5,2	5,1	Ecart 2,3	5,0	Ecart 0,100	Ecart 0,251	Ecart 0,251	Ecart 0,251	Ecart 0,251	
Ravine Fond Canonville	805	0,33	Ecart 0,26	type 0,19	type 0,19	1,20	Ecart 1,82	5,7	5,7	0,065	0,065	0,122	0,122	0,122	0,122	0,122
Rivière Pointe Lamare	1000	0,26	0,10	0,17	0,03	0,03	1,93	0,27	4,7	1,15	0,092	0,02	0,164	0,164	0,164	0,164
Ravine Pierre Alkar	830	0,37	0,10	0,19	0,19	1,79	7	7	5,3	0,095	0,095	0,174	0,174	0,174	0,174	0,174
Rivière du Précheur	1364	0,22	0,15	0,15	0,15	1,83	3	6,2	6,2	0,081	0,081	0,148	0,148	0,148	0,148	0,148
Ravine Démare	480	0,46	0,16	0,16	0,16	1,68	3,3	5,6	5,6	0,089	0,089	0,112	0,112	0,112	0,112	0,112
Ravine Anse Belleville	570	0,37	0,37	0,16	0,16	1,83	3	6,2	6,2	0,081	0,081	0,112	0,112	0,112	0,112	0,112
Rivière Anse Céron	1030	0,18	moyenne 0,34	0,20	Moyenne 0,28	1,50	Moyenne 1,30	5,3	5,1	Moyenne 4,41	Moyenne 0,098	0,137	Moyenne 0,137	Moyenne 0,137	Moyenne 0,25	Moyenne 0,25
Rivière Anse Coulouvre	700	0,43	0,34	0,26	0,26	1,21	1,9	4,1	4,1	0,123	0,123	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
Ravine des Galéis	555	0,45	0,36	Ecart 0,31	Ecart 0,31	1,11	1,1	3,4	3,4	0,149	0,149	0,284	0,284	0,284	0,284	0,284
Rivière Trois Bras	897	0,36	0,50	type 0,28	type 0,28	1,26	Ecart 1,39	2,6	4,0	Ecart 0,125	Ecart 0,125	0,425	0,425	0,425	0,425	0,425
Rivière des Oranges	725	0,50	0,12	0,15	0,20	0,05	1,34	2,4	4,9	type 0,102	type 0,102	0,263	0,263	0,263	0,263	0,263
Grande Rivière	1300	0,12	0,12	0,15	0,15	1,34	1,14	5,0	5,0	0,70	0,70	0,149	0,149	0,149	0,149	0,149
Rivière Potiche	460	0,32	0,13	0,13	0,13	1,66	3,1	5,9	5,9	0,084	0,084	0,122	0,122	0,122	0,122	0,122
Rivière Lagarde	561	0,28	moyenne 0,25	0,18	Moyenne 0,13	1,77	4	4,9	4,9	0,102	0,102	0,090	0,090	0,090	0,090	0,090
Rivière de Maconba	1300	0,25	0,27	0,28	0,13	0,14	1,86	6,8	5,6	Moyenne 4,96	Moyenne 0,092	0,134	0,134	0,134	0,134	0,134
Rivière Roche	779	0,27	0,32	0,32	0,10	2,11	5,9	5,4	5,4	0,092	0,092	0,101	0,101	0,101	0,101	0,101
Rivière Hockaert	512	0,32	0,32	0,32	0,10	2,24	4,7	5,6	5,6	0,089	0,089	0,096	0,096	0,096	0,096	0,096
Rivière de Basse Pointe	1279	0,20	0,12	Ecart 0,13	Ecart 0,13	1,94	8	4,5	4,5	0,111	0,111	0,130	0,130	0,130	0,130	0,130
Rivière Pocquet	1130	0,12	0,17	type 0,16	type 0,16	1,64	Ecart 1,78	7,9	3,9	Ecart 0,128	Ecart 0,128	0,095	0,095	0,095	0,095	0,095
Rivière Falaise	1195	0,17	0,26	0,09	0,12	0,02	1,85	4,1	4,0	type 0,126	type 0,126	0,131	0,131	0,131	0,131	0,131
Rivière Ravine	495	0,26	0,36	0,43	0,16	1,81	3,7	4,7	5,1	0,098	0,098	0,093	0,093	0,093	0,093	0,093
Rivière Blanche	590	0,36	0,43	0,41	0,16	1,95	3,6	4,5	4,5	0,106	0,106	0,152	0,152	0,152	0,152	0,152
Rivière Cloche	565	0,43	0,41	0,41	0,16	1,65	2,9	5,4	5,4	0,093	0,093	0,160	0,160	0,160	0,160	0,160
Rivière Moulin	519	0,41														
Moyenne Montagne Pelée		886,29	0,30		0,18			1,71				0,16				
												4,94				

Conception : LALUBIE G. (2006)

Source : LALUBIE G. (2007)

Tableau A2-03. Les caractéristiques hydro-géomorphologiques des cours d'eau

Cours d'eau	Nom	Num��ro	Ordre Strahler	Longueur Lit principal L_{cp} (km)	Altitude source (m)	Dénivelation	Pente moyenne à %	moyenne sinuosit�� C_{sin}	coefficient de sinuosit�� C_{sin}	Temps de concentration T_c (h)	moyenne T_c	Pseudo lit majeur à l'aval	Type d'embouchure	Debit de pointe calcul�� $T_{rec=100}$ Q_{max100} ($m^3 \cdot s^{-1}$)
Riv��re Roxelane	Riv��re des P��res	1	5	9,58	950	9,9	12,3	Moyenne 14,63	1,37	1	Moyenne 0,66	oui	Delta lob��	171
Riv��re S��che	Riv��re Claire	2	4	8,38	1030	1,21	17,6	Moyenne 14,63	1,30	0,9	Moyenne 0,66	oui	Delta atrophi�� (��rosion)	177
Riv��re Fond Canonville	Riv��re Pointe Lamare	3	3	6,64	1170	1,21	21,2	1,16	1,21	0,7	0,55	non	Delta atrophi��	145
Riv��re Pierre Akar	Riv��re du Pr��cheur	4	4	6,18	1310	1,13	630	1,16	1,13	0,5	0,5	oui	Delta atrophi��	89
Riv��re D��m��re	Riv��re Anse Belleville	5	3	3,62	910	1,16	910	1,16	1,16	0,6	0,18	oui	Delta atrophi��	76
Riv��re Pointe Lamare	Riv��re Pierre Akar	6	4	5,77	750	1,16	750	1,16	1,17	0,6	0,18	oui	Delta atrophi��	107
Riv��re du Pr��cheur	Riv��re D��m��re	7	3	5,41	1240	1,16	440	1,16	1,25	0,8	0,18	oui	Delta lob��	71
Riv��re Anse Belleville	Riv��re Anse C��ron	8	4	8,57	490	1,16	490	1,16	1,17	0,5	0,5	oui	Delta atrophi��	155
Riv��re Anse C��ron	Riv��re Anse Couleuvre	9	3	3,73	440	1,16	490	1,16	1,18	0,5	0,5	oui	Delta atrophi��	37
Riv��re Anse Couleuvre	Riv��re des Galets	10	3	4,08	120,0	1,19	120,0	1,19	1,19	0,5	0,5	non	Delta atrophi��	52
Riv��re des Galets	Riv��re Trois Bras	11	4	6,13	960	15,7	18,51	Moyenne 18,51	1,19	0,7	Moyenne 0,55	oui	Delta lob��	145
Riv��re Trois Bras	Riv��re des Oranges	12	3	2,39	510	21,3	360	1,05	1,05	0,4	0,4	oui	Delta lob��	54
Riv��re des Oranges	Grande Riv��re	13	3	2,05	640	1,17	640	1,16	1,17	0,4	0,4	oui	Delta atrophi��	43
Grande Riv��re	Riv��re Potiche	14	4	3,12	630	20,5	630	1,16	1,16	0,5	0,5	oui	Delta atrophi��	77
Riv��re Potiche	Riv��re Legarde	15	3	2,98	1270	21,1	1270	1,22	1,22	0,4	0,4	non	Delta lob��	49
Riv��re Legarde	Riv��re de Macouba	16	5	8,54	14,9	2,87	14,9	1,33	0,9	0,9	0,21	oui	Delta arrondi	236
Riv��re de Macouba	Riv��re Roche	17	3	4,01	440	11,0	640	1,11	1,17	0,5	0,5	oui	Delta lob��	49
Riv��re Roche	Riv��re Hackaert	18	3	4,69	525	11,2	1230	1,25	1,25	0,6	0,6	oui	Delta atrophi��	64
Riv��re Hackaert	Riv��re de Basse Pointe	19	3	8,67	525	11,2	1230	14,2	14,2	0,7	0,7	oui	Delta lob��	136
Riv��re de Basse Pointe	Riv��re Pocquet	20	3	8,67	640	8,3	640	11,13	1,35	0,8	0,70	non	Delta lob��	86
Riv��re Pocquet	Riv��re Falaise	21	3	5,48	430	7,8	1230	12,3	1,23	0,7	0,7	oui	Delta arrondi	48
Riv��re Falaise	Riv��re Ravine	22	3	9,97	815	8,2	1210	1,26	1,26	1,2	1,2	oui	Delta lob��	162
Riv��re Ravine	Riv��re Blanche	23	4	9,88	580	12,9	580	1,24	1,24	0,9	0,9	non	Confluence	218
Riv��re Blanche	Riv��re Cloche	24	4	8,96	445	9,6	690	1,22	1,22	0,6	0,6	non	Confluence	170
Riv��re Cloche	Riv��re Moulin	25	3	4,62	510	12,9	690	1,19	1,19	0,5	0,5	non	Confluence	61
Riv��re Moulin	Moyenne	26	3	3,95	660	12,3	660	1,19	1,19	0,5	0,5	oui	Confluence	54
Moyenne	Moyenne	27	3	4,13	426	12,7	426	1,19	1,19	0,5	0,5	oui	Confluence	45
Moyenne	Moyenne	28	3	3,36	426	12,7	426	1,19	1,19	0,5	0,5	oui	Confluence	44

Conception : LALUBIE G. (2006)
Source : LALUBIE G. (2007)

Figure A2-02) Caractéristiques des tronçons homogènes des cours d'eau du flanc Caraïbe

Rivière Roxelane

0	22	75	190	400	560	950
3.4	7.3		7.3	10.7	17.2	
1.25	1.3		1.3	1.1	1.15	
3.4						
1.1						

Rivière des Pères

0	30	74	300	635	1000
3.7	5.2	6.7			
1.15	1.05	1.3	1.15	36.5	1.1

Rivière Sèche

0	40	318	490	735	1200
6.7		8.2	11.9		
1.1		1.15	1.1	1.25	1.1

Rivière Claire

0	70	525		1310
8.7		12		54.1
1.25		1.15		

Ravine Fond Canonville

0	25	60	400	630
4.8	5.1			
1.15	1.15	1.15	1.15	

Rivière Pointe Lamare

0	22	145	700	900
8.8	8.2		16.9	
1	1.05		1.05	1.15

Ravine Pierre Akar

0	50	750
4.5		17.2
1.1		1.15

Rivière du Prêcheur

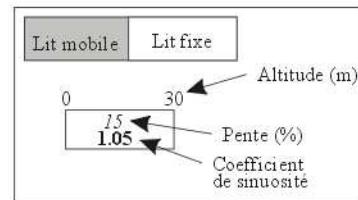
0	22	70	270	600	1246
4.4	4.6		6.7		
1.05	1.3		1.15	1.25	1.2

Ravine Démare

0	10	440
3		8.2
1.05		1.75

Ravine Anse Belleville

0	20	140	490
20	7.2		15.2
1	1.25		1.15



Conception: LALUBIE G (2001)
 Source: LALUBIE G (2001)

Figure A2-02 suite) Caractéristiques des tronçons homogènes des cours d'eau du Conil

Rivière Anse Céron

0	32	175	430	960
3.6	7.2	11.1	55.8	

1.05 1.25 1.25 1.4

Rivière Anse Couleuvre

0	50	200	500
6.3	15	40	1.05

1.2 1.2 1.05

Ravine des Galets

0	20	175	300
5.7	12.4	25	

1.05 1.3 1.1

Rivière 3 bras

0	20	170	630
7.4	9.0	38.3	1.15

1.05 1.2 1.15

Rivière des Oranges

0	40	140	400	635
12.9	13.3	20.6	32.6	1.25

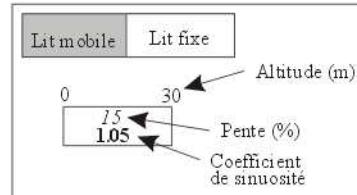
1.3 1.05 1.3 1.25

Grande Rivière

0	2550	179	457	750	1280
5.35					

1.65 1.35 1.2 1.1

2.5 1.7 4 1.3 2.5 1.35 2 1.05



Conception: LALUBIE G. (2001)
 Source: LALUBIE G. (2001)

Figure A2-02 suite) Caractéristiques des tronçons homogènes des cours d'eau du flanc Atlantique

Rivière Potiche

0	30	305	440
8		13.5	
1.4	1.15	1.15	

Rivière Lagarde

0	110	199	520
5.5	8.5	17.4	
1.15	1.25	1.2	

Rivière de Macouba

0	40	80	184	600	820	1220
4.4	4.4	5.8		11	44	
1.2	1.3	1.2	1.25		1.15	1.2

Rivière Roche

0	60	130	205	344	590
3.4	3.9	4.3	9.3	15.4	
2.25	1.4	1.45	1.15	1.15	

Rivière Harckaet

0	60	170	250	490
5.4	6.9	6.9	14.1	
1.3	1.2	1.2	1.1	

Rivière Basse Pointe

0	20	70	150	350	750	970	1230
3	3	4.8		14.5		26.7	47.3
1.35	1.3			1.2		1.1	1.05

Rivière Pocquet

0	20	71	212	460	830
3	3	4.2		9.4	20.5
1.14	1.3		1.35	1.15	

Rivière Falaise

55	150	350	800	1200
4.5	5.8	12.9	44.4	1.25
1.2	1.3	1.37		

Rivière Ravine

135	320	580
8.4		10.8
1.1		1.2

Rivière Blanche

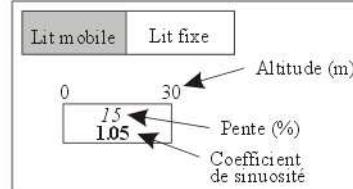
185	400	690
9.8		14.5
1.25		1.1

Rivière Cloche

185	490	680
8.9		19
1.2		1.1

Rivière Moulin

234	475	660
10.5		13.7
1.3		1.2



Conception: LALUBIE G (2001)
Source: LALUBIE G (2001)

A2- 1.1. Des bassins versants allongés et des cours d'eau rectilignes

La longueur moyenne des bassins versants est de 5,1 km (tableau A2-01). Le plus grand mesure 8,5 km de longueur (Rivière Pocquet) et le plus petit 2,1 km (Ravine des Galets). Les largeurs maximales des bassins versants sont comprises entre 0,33 km (Ravine Démare) et 3 km (Grande Rivière).

L'indice de **compacité** de GRAVELIUS donne une idée sur l'allongement du bassin versant. Celui-ci sera en relation avec le temps de réponse du cours d'eau. L'acheminement de l'eau à l'exutoire sera d'autant plus rapide que le bassin versant sera compact (MUSY A. *et al.* 2004).

$$K_G = P / [2 \cdot \sqrt{(\pi \cdot S)}]$$

Avec K_G = Indice de compacité de Gravelius

P = Périmètre du bassin versant (km)

S = Surface du bassin versant (km²)

Rivière Anse Céron, Rivière Anse Couleuvre, Ravine des Galets, Rivière Trois Bras, Rivière des Oranges et Grande Rivière ont un indice de Gravelius aux alentours de 1,3 (tableau A2-02). Leur forme est peu allongée et les bassins versants présentent un réseau hydrographique palmé conventionnel. A l'inverse, les bassins versants, d'un indice de Gravelius supérieur à 1,6, ont un réseau hydrographique rayonnant autour du sommet, presque rectiligne et constitué de peu d'affluents. Ces bassins versants allongés auront, en théorie, un temps de réaction plus long que ceux du Conil.

Les cours d'eau du massif sont généralement rectilignes et filent tout droit sur les pentes du volcan en conformité avec la forme de bassins versants. Leur longueur est comprise entre 2 et 10 km (tableau A2-03). Les rivières du Conil, obligées de serpenter entre les pitons volcaniques, sont moins rectilignes. Leurs **coefficients de sinuosité** devraient être plus élevés.

$$C_{\sin} = L_{cp} / L_d$$

Avec C_{\sin} = Coefficient de sinuosité

L_{cp} = Longueur du cours d'eau principal (km)

L_d = Longueur droite du cours d'eau principal (km)

Le coefficient de sinuosité, calculé pour les cours d'eau (tableau A2-03), ne traduit pas ces observations cartographiques. En effet, selon ce coefficient, Rivière Roxelane, Rivière des Pères, Grande Rivière et Rivière Roche sont les rivières les plus sinuoseuses (coefficient de sinuosité compris entre 1,3 et 1,37 contre une moyenne de 1,2 pour l'ensemble du massif). Ces résultats traduisent que le calcul de coefficient de sinuosité sur la Pelée prend beaucoup plus en compte la forme des bassins versants allongés (rectiligne ou courbe) que la sinuosité intrinsèque du torrent. Pour Rivière Roche, la sinuosité du lit tranche avec les autres cours d'eau du massif. En effet, en deçà de 60 m d'altitude, le coefficient prend une valeur de 2,25, sans que la forme du bassin versant n'intervienne ni que la pente soit particulièrement faible. Cette particularité n'est pas élucidée actuellement et mérite un complément d'investigations. La nature des dépôts géologiques, de même que l'évolution du lit, sont peut-être plus avancées (en relation avec l'ancienneté). Le tronçon aval de la Grande Rivière, comme celui amont de Ravine Démare, ont aussi des coefficients de sinuosité aux alentours de 1,7. Ils peuvent être considérés comme les extrêmes "normales" des valeurs rencontrées.

A2- 1.2. Un relief particulièrement prononcé

Huit bassins versants débutent directement dans le proche environnement du sommet du volcan. Les autres, moins étendus, prennent leur source à une altitude inférieure à 800 m. Les **dénivellations** des bassins versants (tableau A2-02) sont comprises entre 460 m et 1395 m. Ce sont les bassins versants débutant au sommet du volcan qui ont, bien sûr, les plus grandes dénivellations.

$$D_{spé} = (Alt_{max} - Alt_{min}) / S$$

Avec $D_{spé}$ = Dénivellation spécifique (km^{-1})
 Alt_{max} = Altitude bassin versant maximal (km)
 Alt_{min} = Altitude bassin versant minimal (km)
 S = Surface du bassin versant (km^2)

La dénivellation spécifique est plus importante pour les bassins versants de l'ouest du massif de la Montagne Pelée. La valeur la plus élevée du massif est de $0,50\ km^{-1}$ pour la Rivière des Oranges. A l'est du volcan, les cours d'eau ont une dénivellation spécifique moyenne de $0,28\ km^{-1}$. Ces cours d'eau ont donc des bassins versants un peu moins pentus.

Le **ratio de relief** représente la "pente moyenne" du bassin versant et sert à caractériser la potentialité de l'activité des processus géomorphologiques gravitaires (LATULIPPE C. *et al.* 1996). Le ratio de relief des bassins versants est compris entre 0,1 et 0,31 (tableau A2-02).

$$RR = D / L_{bv}$$

Avec RR = Ratio de relief
 D = Dénivellation (m)
 L_{bv} = Longueur de bassin versant (m)

Le ratio de relief est supérieur à 0,2 (pente forte) pour Rivière Anse Céron, Rivière Anse Couleuvre, Ravine des Galets, Rivière Trois Bras, Rivière des Oranges et Grande Rivière pour une moyenne de 0,26. Pour Rivière Potiche, Rivière Lagarde, Rivière de Macouba, Rivière Roche, Rivière Hackaert, Rivière de Basse Pointe, Rivière Pocquet, Rivière Falaise, Rivière Ravine, Rivière Blanche, Rivière Cloche et Rivière Moulin, le ratio de relief est compris entre 0,1 et 0,18 pour une moyenne de 0,14 (pente faible). Les potentialités géomorphologiques gravitaires sont donc maximales dans la région entre le Prêcheur et Grand Rivière et minimales pour les cours d'eau des flancs est et sud. Les autres cours d'eau, Rivière Roxelane, Rivière des Pères, Rivière Sèche, Rivière Claire, Ravine Fond Canonville, Rivière Pointe Lamare, Ravine Pierre Akar, Rivière du Prêcheur, Ravine Démare et Ravine Anse Belleville, situés entre Saint Pierre et le Prêcheur, ont des ratios de relief compris entre 0,13 et 0,23. On notera que les processus gravitaires ne sont pas conditionnés uniquement par la dénivellation, mais aussi par la verticalité des versants et par la cohésion de la roche.

L'indice global de pente permet d'obtenir la pente du bassin versant en éliminant les extrêmes. Il est obtenu après l'obtention du rectangle équivalent et des quantiles d'altitude déterminés sur les diagrammes hypsométriques.

Avec l'indice de compacité de Gravelius, on peut rapporter un bassin versant, de forme quelconque, à un **rectangle équivalent** dont la largeur et la longueur sont définies par :

$$L_{\text{rec}} = (K_G \cdot \sqrt{S / 1,12}) \cdot [1 + \sqrt{ (1 - (1,12 / K_G)^2) }]$$

$$l_{\text{rec}} = (K_G \cdot \sqrt{S / 1,12}) \cdot [1 - \sqrt{ (1 - (1,12 / K_G)^2) }]$$

Avec L_{rec} = Longueur du rectangle équivalent (km)

l_{rec} = Largeur du rectangle équivalent (km)

K_G = Indice de compacité de Gravelius

S = Surface du bassin versant (km²)

Les **diagrammes hypsométriques** (figure A2-03) rendent compte de la superficie du bassin versant pour une altitude donnée. Ils sont très importants dans les calculs théoriques de débit à partir de la carte des isohyètes pour un épisode pluvieux (important) donné. Les surfaces drainées les plus grandes sont situées entre 300 et 600 m d'altitude, pour le flanc ouest, entre Saint Pierre et le Prêcheur, alors qu'elles sont légèrement plus basses, de 100 à 400 m d'altitude, pour les bassins versants est et sud de la Pelée. Les diagrammes hypsométriques permettent, entre autres, d'estimer la propension d'un cours d'eau à collecter les fortes précipitations se produisant en altitude, donc de juger ceux qui sont potentiellement dangereux en aval, quand bien même la pluie ne tombe pas. Cette situation se rencontre surtout pour Rivière des Pères, Rivière du Prêcheur et Rivière Falaise et, dans une moindre mesure, pour Grande Rivière.

Les diagrammes hypsométriques en surface cumulée servent à déterminer H_{50} , l'altitude médiane, et les quantiles d'altitude H_{05} et H_{95} , nécessaires à l'obtention de l'**Indice global de Pente** (Ip).

$$Ip = (H_{05} - H_{95}) / L_{\text{rec}}$$

Avec Ip = Indice Global de Pente

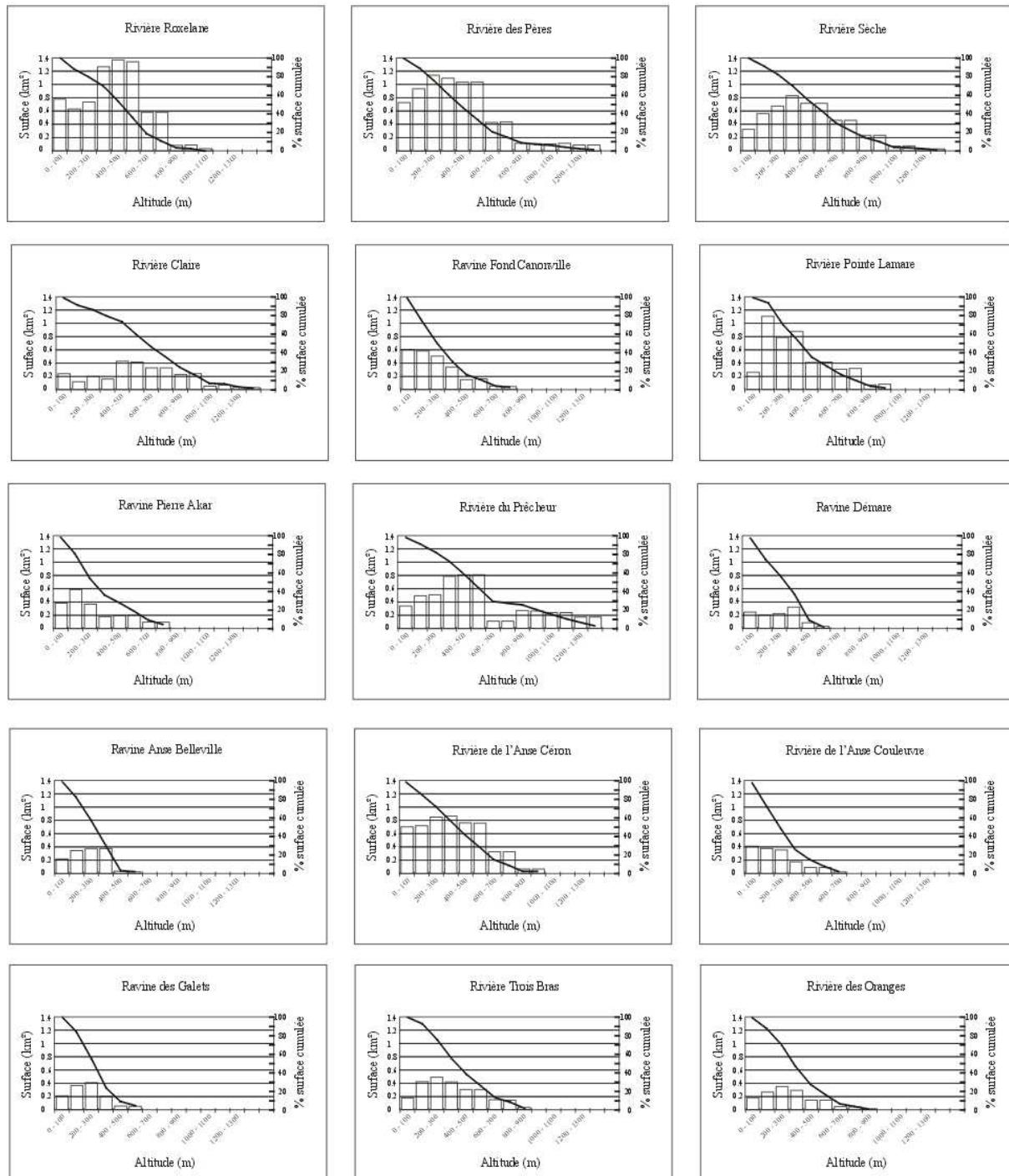
H_{05} = Altitude dépassée par 5 % de la surface du bassin versant (m)

H_{95} = Altitude dépassée par 95 % de la surface du bassin versant (m)

L_{rec} = Longueur du rectangle équivalent (m)

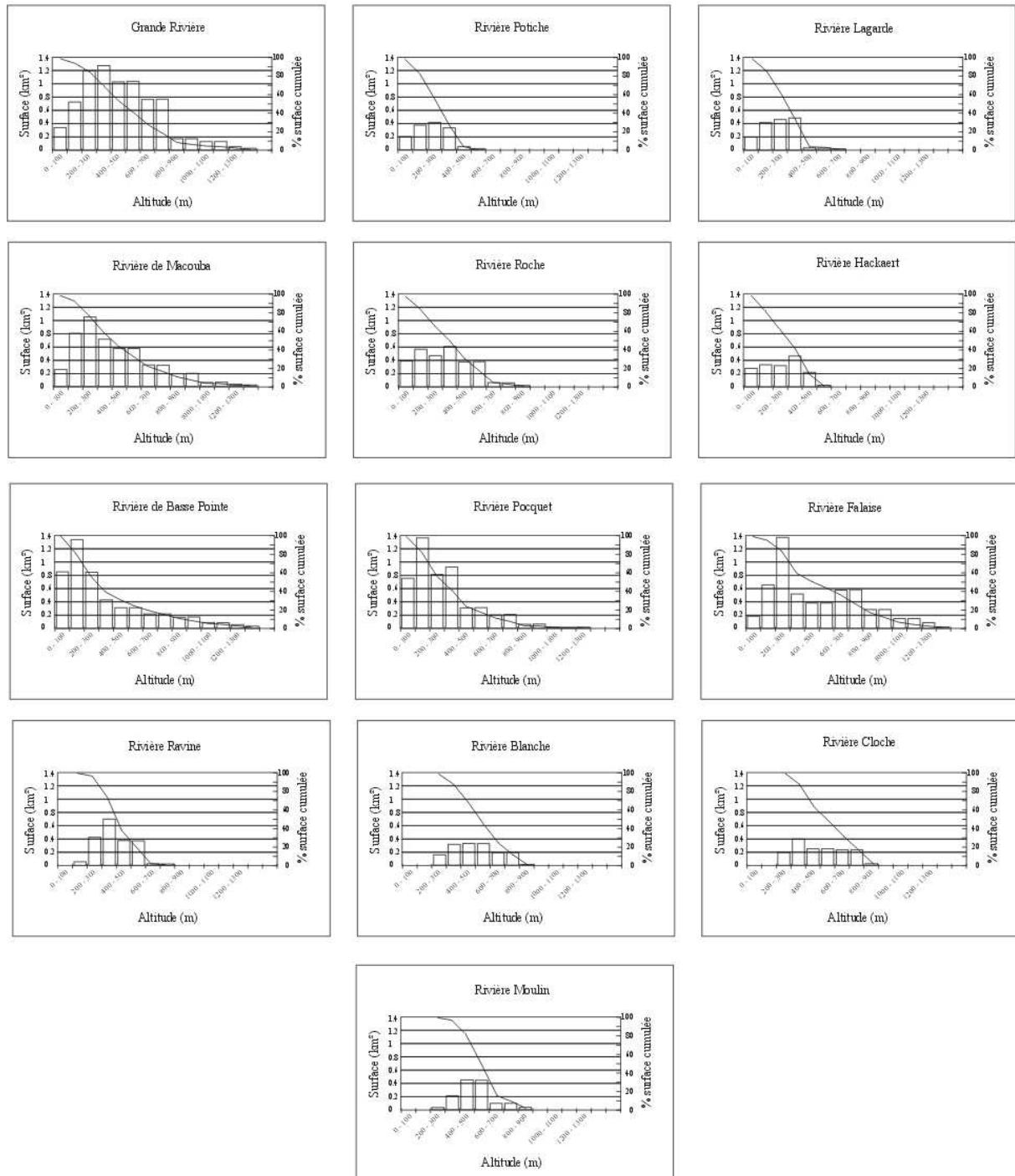
Les indices globaux de pentes (tableau A2-02) montrent que les bassins versants les plus pentus sont ceux du Conil. Les bassins versants du flanc caraïbe sont aussi particulièrement pentus, et notamment la Rivière Claire et la Rivière de Fond Canonville.

Figure A2-03) Les diagrammes hypsométriques des bassins versants étudiés



Conception: LALUBIE G (2001)
 Source: LALUBIE G (2001)

Figure A2-03 suite) Les diagrammes hypsométriques des bassins versants étudiés



Conception LALUBIE G (2001)
 Source: LALUBIE G (2001)

Le profil en long et la **pente moyenne des cours d'eau** peut être calculée de deux façons différentes. On peut déterminer la pente moyenne et la pente moyenne pondérée. Cette dernière servira à calculer le temps de concentration.

$$\text{Pente moyenne } a = 100 \cdot D_{cp} / L_{cp}$$

Avec a = Pente moyenne (%)
 D_{cp} = Dénivellation du cours d'eau principal (m)
 L_{cp} = Longueur du cours d'eau principal (m)

$$\text{Pente moyenne pondérée } ax = [L_{cp} / \sum(L_i / \sqrt{D_i \cdot L_i})]^2$$

Avec ax = Pente moyenne pondérée
 L_{cp} = Longueur du cours d'eau principal (m)
 L_i = Longueur du tronçon du cours d'eau i (m)
 D_i = Dénivellation du tronçon i (m)

La pente moyenne des cours d'eau étudiés (tableau A2-03) est de 14 % (pour mille, est l'unité généralement utilisée dans la littérature spécialisée). Rivière Sèche, Rivière Claire, Ravine Fond Canonville, Rivière Anse Couleuvre, Ravine des Galets, Rivière Trois Bras et Rivière des Oranges ont des pentes moyennes entre 17 et 21 %. Les trois premiers représentent les cours d'eau aux réactions très rapides et aux capacités de transport solide importantes, encore plus exacerbées par la nature géologique (pyroclastiques jeunes et non consolidés) des bassins versants. Les quatre autres cours d'eau sont situés dans le Conil. Le couvert forestier, généralisé sur ces versants, devrait théoriquement atténuer les dangers cités précédemment. Les cours d'eau, prenant leur source sous le sommet du volcan (Rivière des Pères, Rivière Sèche, Rivière Claire, Rivière Pointe Lamare, Rivière du Prêcheur, Grande Rivière, Rivière de Macouba, Rivière de Basse Pointe, et Rivière Falaise), ont des pentes comprises entre 30 et 66 % dans la partie amont du cours, à l'exception de Rivière Roxelane et Rivière Pocquet qui ont des pentes plus douces (figure A2-02).

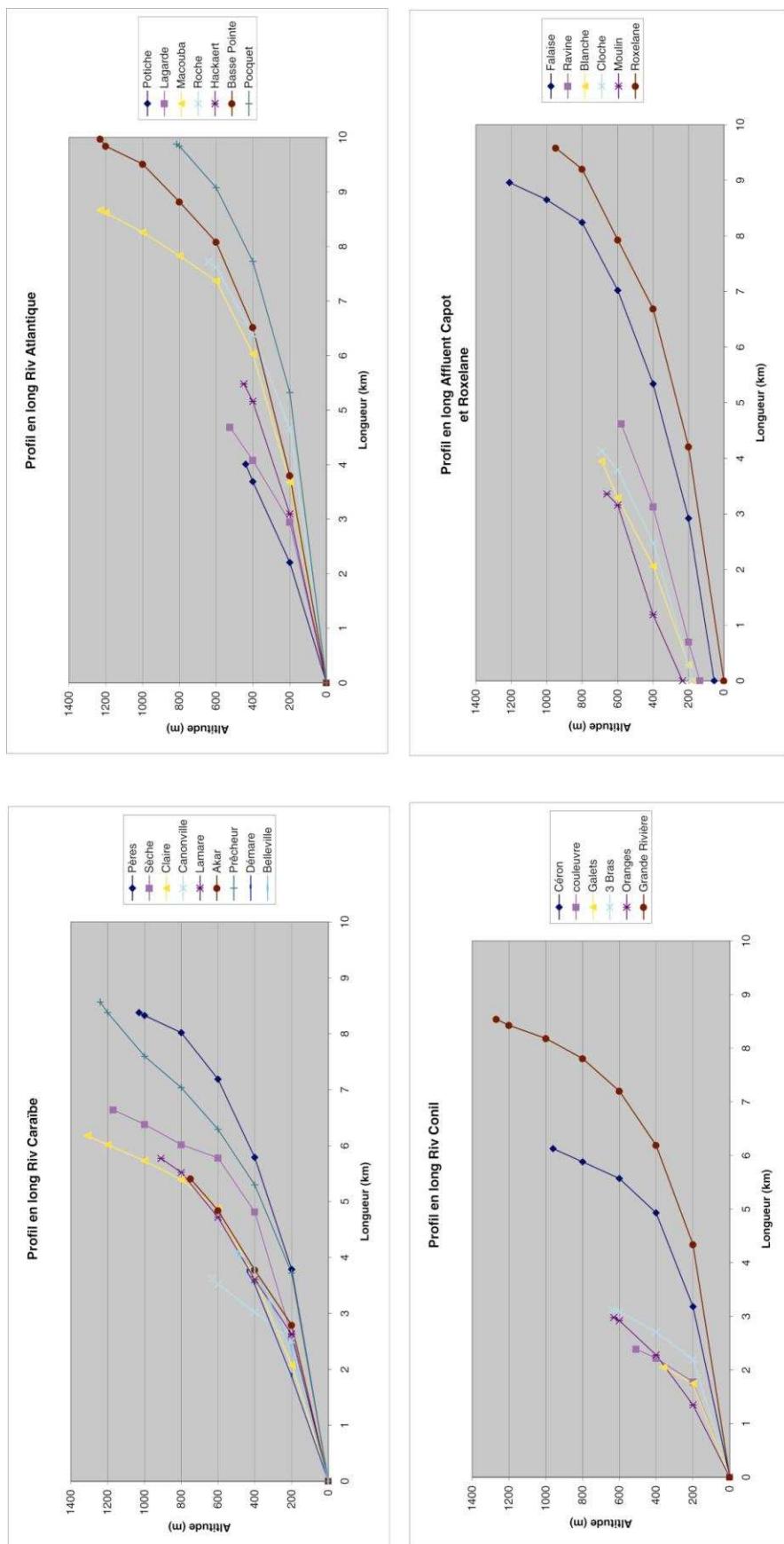
Les pentes deviennent plus douces, entre 5 et 20 %, à partir de :

- . 400 - 500 m d'altitude pour les rivières du Conil ;
- . 500 - 700 m d'altitude pour les rivières du flanc Atlantique ;
- . 600 - 800 m d'altitude pour les rivières du flanc Caraïbe.

Avec de telles pentes, on peut considérer, en observant le substrat présent dans le lit des cours d'eau, que les matériaux mobilisés en amont transitent sans encombre au long des tronçons aval jusqu'à atteindre la mer. Toutefois, pour certains cours d'eau, la pente devient trop faible (inférieure à 5 %) avant l'embouchure et des problèmes de plages de dépôts peuvent apparaître. Ce cas se présente pour Rivière Roxelane, Rivière des Pères, Ravine Fond Canonville, Ravine Pierre Akar, Rivière du Prêcheur, Rivière Anse Céron, Rivière Anse Couleuvre, Grande Rivière, Rivière de Macouba, Rivière Roche, Rivière de Basse Pointe, Rivière Pocquet et Rivière Falaise.

Les **profils en long** (figure A2-04) sont concaves, mais leur concavité est plus ou moins accentuée. Les cours d'eau du flanc Atlantique, qui ne débutent pas leur cours sous le sommet du volcan, ont des profils en long assez rectilignes. Ceci est surtout vrai pour les Rivière Potiche, Rivière Hackaert, Rivière Blanche et Rivière Ravine. La Rivière du Prêcheur et la Rivière des Oranges ont aussi un profil en long dont la concavité est peu marquée. Cela traduit des cours d'eau peu évolués.

Figure A2-04. Le profil longitudinal des cours d'eau



Conception : LALUBIE G. (2001)
 Source : LALUBIE G. (2001)

A2- 1.3. Des versants disséqués

La **densité de drainage** (HORTON R.E. 1932) définit le taux de dissection d'un bassin versant (LATULIPPE C. *et al.* 1996). Il définit aussi le développement d'un réseau hydrographique (BRAVARD J.P. *et al.* 1997). Mais, comme la densité de drainage augmente avec l'énergie du relief, l'abondance des précipitations (mais surtout la semi-aridité du climat : BRAVARD J.P. *et al.* 1997), l'imperméabilité des formations superficielles (et surtout, le pourcentage de sol nu : BRAVARD J.P. *et al.* 1997), il serait délicat de n'évaluer le développement du réseau hydrographique de la Pelée qu'avec cette seule variable. En effet, elle se trouve masquée par les autres caractéristiques géomorphologiques et climatiques (relief, dépôts volcaniques et occupation des sols...).

$$Dd = L_{res} / S$$

Avec Dd = Densité de drainage (km^{-1})
 L_{res} = Longueur total du réseau hydrographique (km)
 S = Surface du bassin versant (km^2)

Les densités de drainage les plus faibles (inférieures à 5) correspondent donc, logiquement, avec l'ancienneté des dépôts volcaniques (tableau A2-02). Elles sont situées dans les Pitons du Conil, entre Prêcheur et Grand Rivière. La densité de drainage sert aussi à caractériser la potentialité des bassins versants aux mouvements et aux transports de matériaux. On remarque que les densités de drainage sont les plus importantes, moyenne de $5,23 km^{-1}$, pour les cours d'eau situés sous le vent de la Pelée (Rivière Claire, Ravine Fond Canonville, Rivière Pointe Lamare, Ravine Pierre Akar, Rivière du Prêcheur, Ravine Démare et Ravine Anse Belleville). L'aridité du climat (végétation peu dense et sol fragile) devient aussi le facteur dominant. Ces bassins versants présentent donc une forte capacité à injecter des matériaux solides dans son réseau hydrographique. Pour les bassins versants est et sud de la Pelée, la densité de drainage est comprise entre 4 et 6, avec un écart type faible de $0,64 km^{-1}$.

Avec la densité de drainage, on obtient la **longueur moyenne des versants**, ce qui renseigne sur la rapidité des précipitations à se retrouver dans le réseau hydrographique.

$$\tau_v = 1 / (2 \cdot Dd)$$

Avec τ_v = Longueur moyenne parcourue par l'eau sur les versants (km)
 Dd = Densité de drainage (km^{-1})

On voit (tableau A2-02) que la longueur moyenne des versants est assez faible (moyenne pour le massif de 100 m), et qu'additionnée aux pentes importantes de ces derniers, l'eau météorite rejoint très rapidement le réseau hydrographique. Seule l'infiltration des sols pourra limiter cette rapidité de réponse. On peut constater que les versants sont généralement un peu plus longs pour les cours d'eau du Conil, avec une moyenne de 120 m.

A2- 1.4. Le temps de concentration

Le temps de concentration du cours d'eau, soit le temps maximal théorique que va mettre l'eau pour arriver à l'exutoire.

Plusieurs formules sont à notre disposition (GRAFF B. 2004) :

$$\text{Formule de Kirpich : } Tc = 32,45 \cdot 10^{-5} \cdot L_{cp}^{0,77} \cdot (D / L_{cp})^{-0,385}$$

Avec Tc = Temps de concentration (h)
 L_{cp} = Longueur du cours d'eau principal (m)
 D = Dénivellation bassin versant (m)

$$\text{Formule de Turraza : } Tc = 0,1 \cdot (S \cdot L_{eau})^{1/3} / \sqrt{a_x}$$

Avec Tc = Temps de concentration (h)
 S = Surface du bassin versant (km^2)
 L_{eau} = Plus long parcours de l'eau (km)
 a_x = Pente moyenne pondérée = $[L_{cp} / \sum(L_i / \sqrt{(D_i \cdot L_i)})]^2$
 L_i = Longueur du tronçon i (m)
 D_i = Dénivellation du tronçon i (m)

$$\text{Formule de Sogeah : } Tc = 1,5 \cdot S^{0,35} \cdot C^{-0,35} \cdot a^{-0,5}$$

Avec Tc = Temps de concentration (h)
 S = Surface du bassin versant (km^2)
 C = Coefficient de ruissellement (voir chapitre 8-354 plus loin)
 a = Pente moyenne = D_{cp} / L_{cp}
 D_{cp} = Dénivellation du cours d'eau principal (m)
 L_{cp} = Longueur du cours d'eau principal (m)

Pour être comparées, ces trois formules sont appliquées sur le bassin versant expérimental de la Rivière Roxelane, à la station Trois Ponts.

Formule	Kirpich	Turraza	Sogeah ($C=0,85$)
Temps de concentration	0,68 h	1,14 h	0,90 h

On peut donc imaginer que le temps de concentration au niveau de la station Trois Ponts est aux alentours de 0,9 heure soit 54 minutes. Ce serait donc la formule Sogeah qui donnerait le mieux la durée moyenne du temps de concentration.

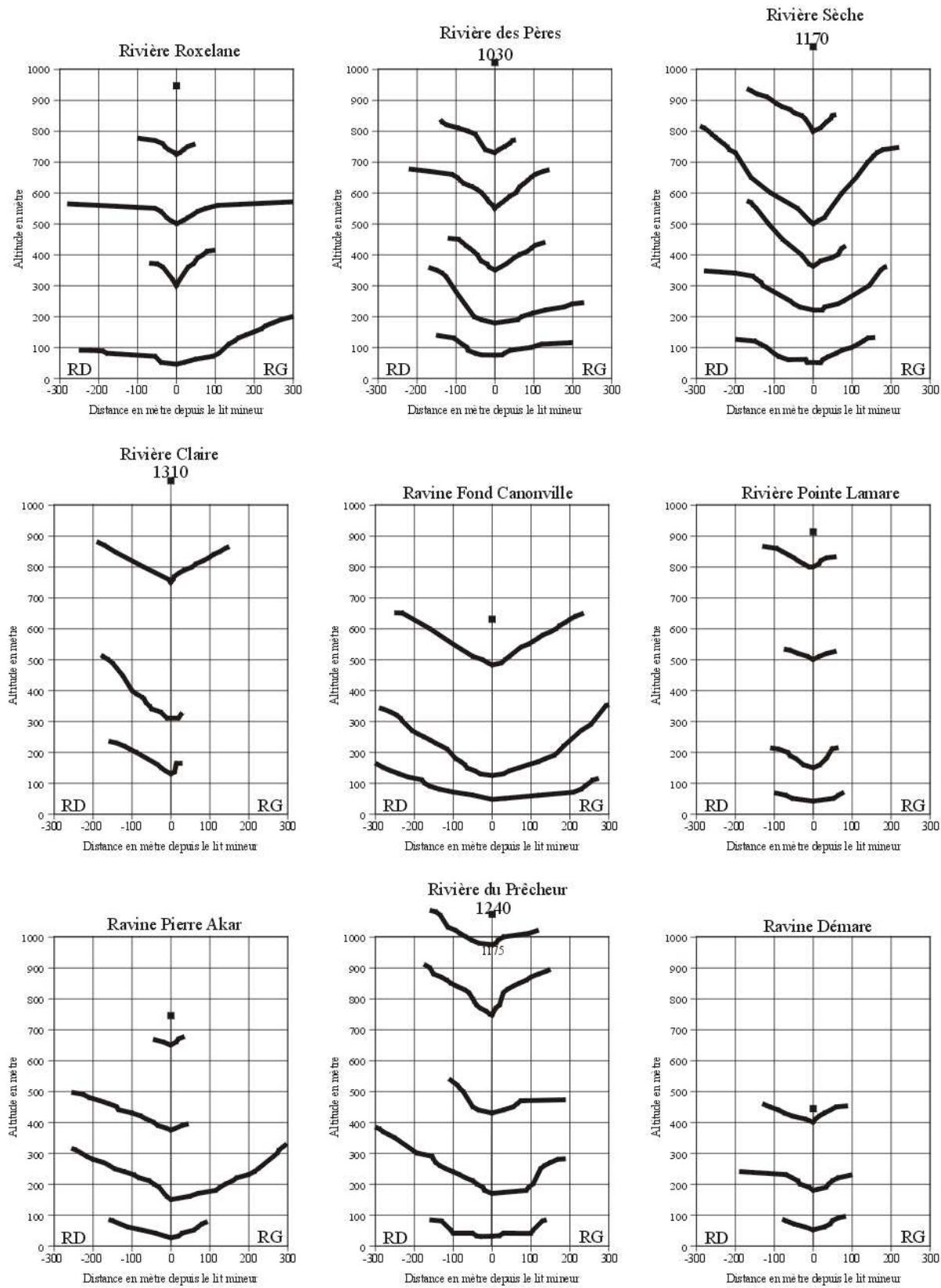
Nous avons calculé les temps de concentration pour les 28 cours d'eau étudiés (tableau A2-03), avec la formule de Sogeah. Ils sont compris entre 24 minutes pour la Rivière de l'Anse couleuvre et 72 minutes pour la Rivière Pocquet. Les temps de concentration calculés sont en général supérieurs au temps de montée de la crue pour atteindre le débit maximal qui est estimé à 30 minutes en général (§ A2-3.4.1). En conformité avec les pentes prononcées, les flux atteignent la mer très rapidement.

A2- 2. Les caractéristiques hydro-géomorphologiques plus qualitatives

A2- 2.1. Le profil en travers des vallées selon deux grands types

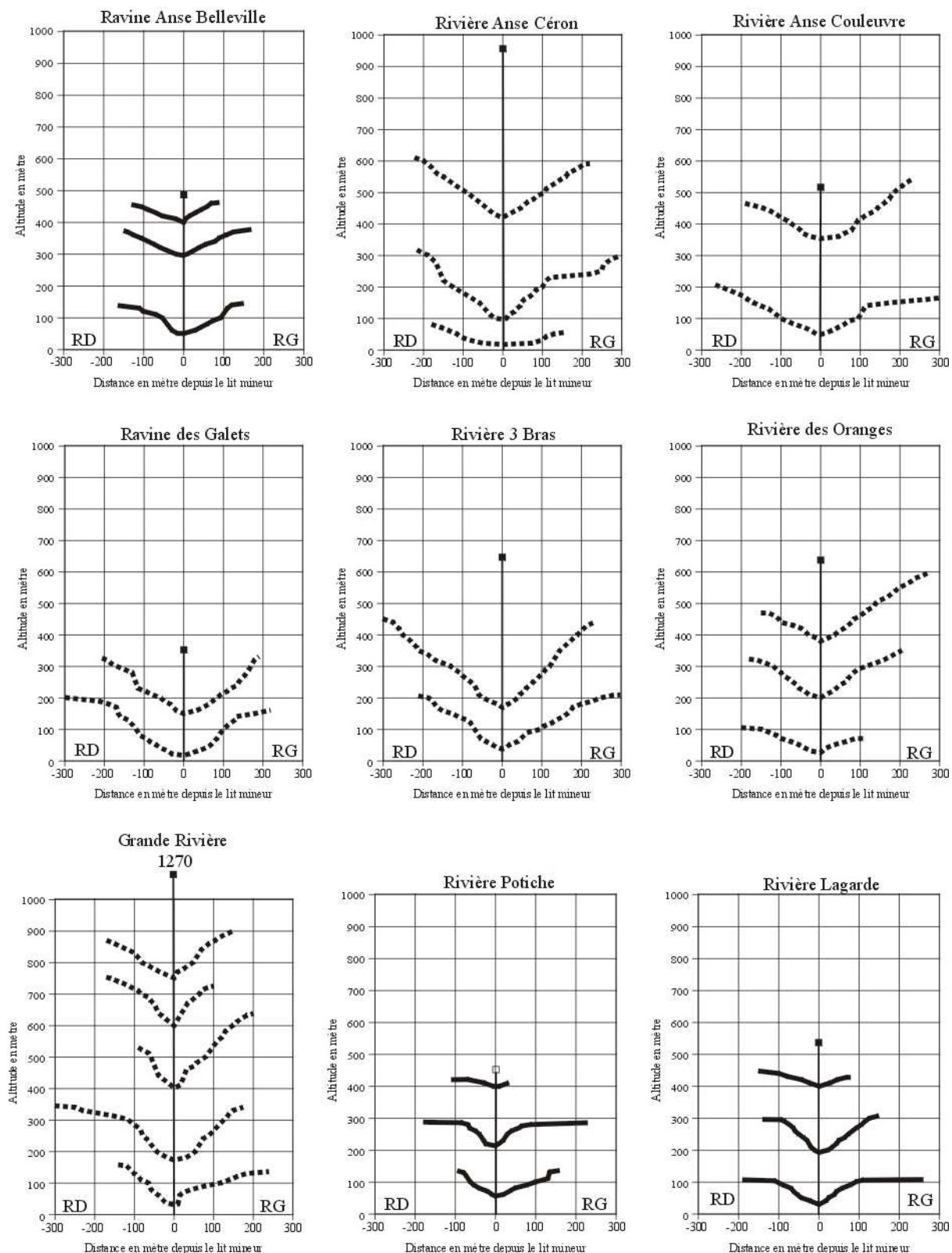
A partir d'une altitude comprise entre 600 m et 400 m, et jusqu'à la mer, les versants du volcan forment des plateaux triangulaire, plats mais en pentes douces (10 %), appelés planèzes. Sur ces plateaux cultivés, il est parfois difficile de délimiter la ligne de partage des eaux à partir d'une carte, car, en fonction de l'orientation des sillons agricoles, le ruissellement peut aller vers un cours d'eau ou son voisin. Les plateaux sont découpés par les cours d'eau qui coulent au fond de canyon aux parois verticales. Les vallées du massif de la Montagne Pelée sont généralement particulièrement encaissées. En effet, les schémas des profils de vallées (figure A2-05) ont ici une échelle identique, verticale comme horizontale.

Figure A2-05) Profil de vallée des cours d'eau du massif de la Montagne Pelée



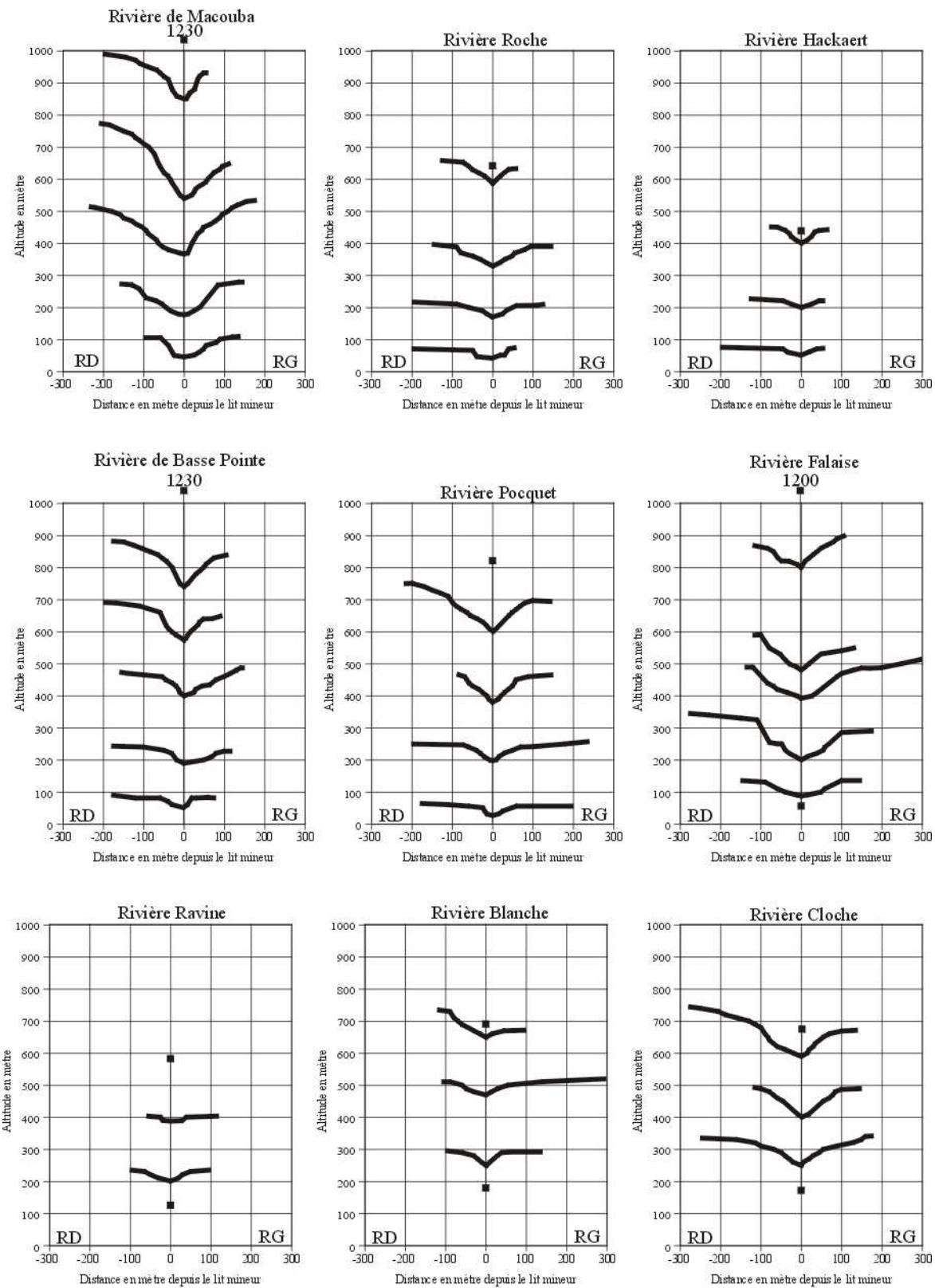
Conception: LALUBIE G (2001)
 Source: LALUBIE G (2001)

Figure A2-05 suite) Profil de vallée des cours d'eau du massif de la Montagne Pelée



Conception: LALUBIE G (2001)
 Source: LALUBIE G (2001)

Figure A2-05 suite) Profil de vallée des cours d'eau du massif de la Montagne Pelée



Conception: LALUBIE G (2001)
 Source: LALUBIE G (2001)

Les vallées des rivières du Conil ont une forme en V, aux pentes comprises entre 40 et 60 % et aux dénivellations supérieures à 150 m. Ces longues pentes sont favorables aux ruissements superficiels et à la mobilisation des débris organiques (nombreux en forêt tropicale humide) lesquels se retrouvent dans le cours d'eau après des pluies importantes. En revanche, ce relief ne favorise pas les éboulements gravitaires de roche.

Les vallées des rivières du flanc atlantique et de la Rivière Roxelane ont un profil beaucoup plus ouvert avec des dénivellations généralement inférieures à 100 m. Les profils (figure A2-05), effectués à l'aide de la carte IGN Top 25 grossie au 10 000^{ème}, ne représentent pas réellement la réalité pour cette forme de vallées. En effet, au-delà des plateaux, les versants sont souvent verticaux en bien des endroits. Ces "à pics" ne ressortent pas clairement sur ces profils, alors qu'ils sont importants dans les apports de solides au cours d'eau, par l'intermédiaire d'éboulements. Les profils amonts de Rivière de Macouba, Rivière de Basse Pointe, Rivière Pocquet et Rivière Falaise, prenant leur source sous le sommet du volcan, ont des profils qui retrouvent une forme en V avec des dénivellations supérieures à 100 m. Cela traduit une activité érosive des cours d'eau importante en altitude, aidée peut-être par une altération de la roche très rapide.

Les vallées des rivières du flanc caraïbe ont des profils hétérogènes. Rivière des Pères et Rivière Sèche ont des profils encaissés alors que Ravine Pierre Akar, Ravine Démare et Ravine Anse Belleville ont plutôt des profils de vallée ouverts avec peu de dénivellation. Rivière Sèche, Rivière Claire, Ravine Pierre Akar et Rivière du Prêcheur possèdent visiblement des déséquilibres dans leurs profils de vallées. Leurs lits ne coulent pas au milieu du bassin versant et les versants sont déséquilibrés dans leur inclinaison et leur dénivellation. Cela résulte de la diversité des âges des dépôts volcaniques dans cette région et d'une action érosive relativement lente dans les basses vallées de ces cours d'eau.

A2- 2.2. La nature lithologique des versants et les apports de matériaux aux cours d'eau

La géologie du massif de la Montagne Pelée est propice à fournir des matériaux au réseau hydrographique. Les dépôts pyroclastiques de l'édifice récent sont particulièrement affouillables par les eaux courantes. Le Conil, constitué de dépôts cohérents, est plus stable.

Les versants qui descendant jusqu'au cours d'eau sont très pentus et atteignent une quasi verticalité au contact du lit des cours d'eau pour former les gorges qui s'élargissent un peu vers l'aval. Les plateaux tranchés présentent également des escarpements rocheux en bordure, et par conséquent de part et d'autre du lit. La région du Conil, avec ses nombreux dômes en pain de sucre, présente un autre aspect, mais conserve, pour ses versants, des pentes très prononcées jusqu'aux cours d'eau. Ainsi, à l'exception des plateaux cultivés, tous les versants sont très pentus et peuvent présenter ça et là des mobilisations plus ou moins importantes en volume.

A2- 2.2.1. Les très nombreux éboulements des escarpements bordant les cours d'eau

Les cours d'eau du flanc Caraïbe et du flanc Atlantique sont bordés d'escarpements rocheux sur toute leur longueur. C'est la traduction d'une incision intense des cours d'eau dans les dépôts pyroclastiques tendres (planche photographique A2-01). En tête de bassin versant, juste en aval des bassins de réception, les escarpements correspondent aux berges et ont généralement une ampleur comprise entre 1 et 3 mètres. Quand la pente du profil longitudinal du cours d'eau s'amenuise, il se crée un lit mineur, bordé encore par des parois rocheuses subverticales, mais d'une ampleur pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres. Pour les cours d'eau d'ordre supérieur ou égal à 4, en amont des embouchures, le lit s'élargit encore pour former un "pseudo lit majeur". Il est toujours bordé d'escarpements rocheux, pouvant dépasser 50 mètres d'amplitude, mais généralement moins verticaux, notamment dans les rives convexes, où le talus d'éboulis n'est pas repris par les écoulements.

Planche photographique A2-01) L'érosion des parois
encaissant la Rivière Roxelane

A) Ecroulement par plaques
des brèches indurées



Les volumes mobilisés
sont relativement modestes

Arrachement des matériaux
et écroulements de l'escarpement
par les écoulements des crues

Bloc obstruant l'écoulement
en voie de démantèlement

B) Plusieurs mécanismes



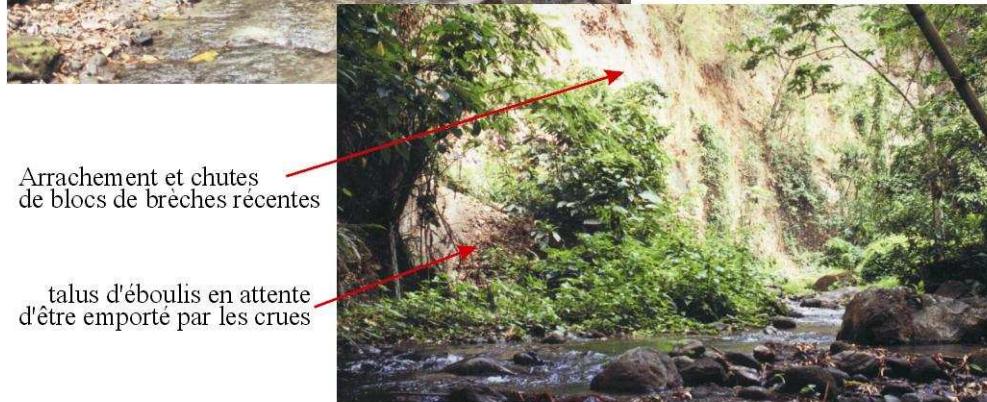
Un mètre

C) Affouillement de la paroi
concave du méandre



Affouillement
Un mètre

D) Eboulement de dépôts
pyroclastiques et de ponces
de l'édifice récent



Arrachement et chutes
de blocs de brèches récentes

talus d'éboulis en attente
d'être emporté par les crues

Photographies: LALUBIE G (2001)

Les escarpements rocheux, sur toute la longueur du cours d'eau, sont soumis à des éboulements de nature variée.

1- Dans les rives concaves, ou lors des écoulements en crues, la base des escarpements est affouillée et les pans surplombants s'effondrent dans le cours d'eau.

2- En tête de ces escarpements rocheux, ce sont les actions des racines et des eaux météorites qui favorisent les chutes de matériaux. En effet, les racines des arbres s'incèrent dans les fissures de la roche ou, à partir de la surface, s'enfoncent directement dans les dépôts pyroclastiques tendres. Dans les dépôts de pences du flanc Caraïbe, ou pour des racines puissantes, telles le Figuier Maudit (*Ficus citrifolia*), nous avons observé des racines qui pénètrent à plus de 20 mètres en dessous de la surface du sol. Lors de leur croissance, les racines s'épaississent et décollent des plaques qui ne tardent pas à chuter quand la pluie les alourdit.

3- Les eaux météorites, sans l'action des racines, réduisent aussi les forces de cisaillement au niveau des fissures des dépôts pyroclastiques. Des plaques s'éboulent alors d'elles-mêmes au niveau de ces faiblesses.

4- L'arrivée d'une petite ravine, qui n'a pas creusé sa vallée, se fait, lorsqu'elle coule, par une cascade de la hauteur de l'escarpement. Le haut de l'escarpement va reculer par érosion régressive et le bas s'affouiller sous l'impact de la chute d'eau. Il s'y forme ainsi un cirque instable aux parois verticales d'autant plus marquées que les dépôts volcaniques sont tendres. Ce phénomène se produit en tête de bassin versant, au niveau des bassins de réception. Les rigoles du ruissellement concentré à proximité des crêtes, lorsqu'elles fonctionnent, érodent le haut de l'escarpement et l'affouillent à sa base. Au cours du temps, le bassin de réception recule donc et l'ampleur du cirque augmente.

5- Lors des pluies prolongées, le ruissellement superficiel sur les escarpements et l'imbibition du ciment des brèches favorisent le déchaussement des roches entraînant des chutes de pierres sporadiques.

6- Enfin, sur les escarpements ponceux tendres bordant les cours d'eau du flanc Caraïbe, en saison sèche, quand les alizés sont les plus virulents et les dépôts asséchés, l'érosion éolienne intervient. Le vent emporte d'abord les cendres dans l'atmosphère, libérant ainsi les plus grosses granulométries de leur ciment. Pendant ce phénomène, les pierres pences tombent en continu dans le lit.

Les chutes de pierres et les éboulisations des escarpements bordant les cours d'eau sont les phénomènes les plus récurrents dans les vallées de la Montagne Pelée. Ces mobilisations sont sûrement (car nous ne les avons pas mesurées, mais simplement observées) celles qui apportent le plus de matériaux au lit du cours d'eau, car :

- ces phénomènes ont lieu tout le long du cours d'eau ;
- les escarpements sont dépourvus de végétation pouvant retenir les éléments mobilisés ;
- les éléments mobilisés tombent directement dans le cours d'eau ou dans son lit mineur.

Proche des embouchures, le "pseudo lit majeur", bien végétalisé par les arbres, peut retenir et accumuler le produit de ces chutes de matériaux. Il en résulte la formation de talus d'éboulis qui protègent la base de l'escarpement. Ce processus est le début de la stabilisation des versants. Il n'en est encore qu'au commencement autour du volcan.

Au niveau du Conil, les dépôts pyroclastiques plus indurés et plus anciens ont été modelés en forme de V par les cours d'eau. Les phénomènes d'éboulisations sont donc moins nombreux et plus espacés dans le temps. On peut également en observer sous les crêtes loin des cours d'eau. Pour atteindre la vallée, les matériaux tombés et retenus par la végétation forestière dense devront être remobilisés par le ruissellement superficiel sur les versants.

A2- 2.2.2. Les autres phénomènes de mouvements de terrain plus ponctuels

Les **solifluxions superficielles** se produisent sur les sols fins d'altitudes, reposant sur un substrat rocheux lisse et pentu. Elles sont fréquentes sur les versants du Conil et sur le flanc atlantique en altitude où les conditions lithologiques sont réunies. Ces mobilisations rapides et superficielles interviennent ponctuellement dans l'espace et dans le temps, lors de précipitations aux cumuls dépassant généralement 100 mm dans une journée ou, 200 mm sur trois jours. Elles seront d'autant plus nombreuses que les précipitations seront exceptionnelles, en volume tombé plus qu'en intensité.

Les niches d'arrachement ne dépassent que très rarement 20 m de large, pour des profondeurs d'environ 1 m. Les matériaux mobilisés dévalent le versant en direction du cours d'eau, en arrachant la végétation et sans pouvoir s'arrêter jusqu'au fond de la vallée, du fait de la pente prononcée. Ils arrivent dans le cours d'eau en crue où ils sont facilement dilués et transportés. Seuls les arbres et les bambous arrachés sont capables de créer des embâcles.

Les cicatrices de solifluxions (niches et chenal d'écoulement) sont rapidement revégétalisées par les lianes et des fougères (dans l'année), puis par les Balisiers (*Heliconia caribaea*, *Heliconia bihai*), des espèces buissonnantes et des graminées l'année suivante, et enfin par les arbres pionniers héliophiles comme le Bois Canon (*Cecropia schreberiana*) et le Bois Flot (*Ochroma pyramydale*) ou la Fougère Arborescente (*Cyathey arborea*), à la croissance très rapide. Lors du passage du cyclone Cindy en 1993, de très nombreuses cicatrices ont pu être observées sur tout le tour du massif volcanique.

Les **glissements rotationnels** sont assez peu nombreux autour du massif de la Montagne Pelée. Nous en avons observé au bord des lits dans les hautes vallées des cours d'eau du flanc Atlantique (glissement translationnel sur la Rivière de Macouba et rotationnel sur la Rivière Falaise) et sur le flanc Caraïbe dans le Bras 1851 de la Rivière Claire et dans cette dernière (Photographie C, planche photographie 02, § 2-2.3). Les dépôts volcaniques non altérés sur de grandes profondeurs n'y sont donc pas propices. Leur envergure est limitée à plusieurs dizaines de mètres et leur végétalisation indique des vitesses de déplacement lentes, voire une stabilisation pour le glissement rotationnel de la Rivière Falaise.

Trois **grandes instabilités** de versant s'observent sur le flanc Caraïbe. Deux glissements se situent sur le dôme de 1929 et plus particulièrement sur son talus d'éboulis associé (pente de 40 %). L'un intéresse la Rivière Chaude (affluent droit de la Rivière Claire) et l'autre la Ravine Saint Martin (affluent droit principal de la Rivière Sèche). Le troisième mouvement de terrain de grande ampleur affecte la tête du bassin versant de la Rivière Samperre (affluent de la Rivière du Prêcheur), dans des dépôts pyroclastiques accumulés entre le cratère du volcan et le Piton Marcel. Les matériaux qui s'éboulent en grande quantité forment des lahars qui peuvent atteindre la mer.

Les trois instabilités de grandes ampleurs sont responsables d'apports de matériaux considérables dans le cours d'eau.

A2- 2.2.3. L'érosion de sols par ravinement

Selon la carte pédologique de COLMET-DAAGE F. (1969), les sols du massif de la Montagne Pelée sont en majorité des sols à allophanes (les andosols), pour des altitudes supérieures à 200 m pour le flanc au vent et le Conil, ou aux alentours de 500 m pour le versant sous le vent (figure A2-06). L'altération des produits pyroclastiques de petite taille sous le climat humide tropical est caractérisée par la formation très précoce d'allophane, en quelques décennies (QUANTIN P. *et al.*, 1991).

Aux altitudes inférieures, à cause de la saison sèche bien marquée, les sols sont dits peu évolués sur cendres et pences. Toujours aux faibles altitudes, dans le massif du Conil, les sols, bien que non cartographiés, car trop en pente pour être exploités, ont un degré d'évolution plus important que ceux de la Pelée, car ils proviennent de roches mises en place précédemment.

Autour de la Pelée (figure A2-07), les sols sont tous d'une épaisseur comprise entre 30 et 70 cm, recouvrant une couche de ponce altérée correspondant à des retombées aériennes de l'éruption ponceuse P1 (650 B.P.). La pierrosité superficielle favorise l'infiltration (FIGUEIREDO T., 1996) Ces deux horizons bien marqués ne présentent généralement pas d'hétérogénéités imperméables, laissant ainsi libres les écoulements verticaux, à l'exception de la région du Prêcheur où nous avons remarqué que les cendres phréatiques de 1902 ont créé un horizon compact et lité.

La capacité d'infiltration des différents sols du massif de la Montagne Pelée est importante. Malgré une capacité absorption des sols importante (§ A2- 3.5.2), en saison des pluies où ces derniers sont saturés en eau, l'intensité des averses tropicales est telle que le ruissellement superficiel intervient tout de même.

Sur les plateaux autour du volcan et sur les hauteurs du Prêcheur, le ruissellement superficiel pelliculaire et concentré qui apporte des matériaux fins aux cours d'eau est assez rare du fait des capacités d'infiltration énormes. Les pentes, plus ou moins prononcées, favorisent surtout la formation de rigoles qui se développent par érosion régressive et qui atteignent les ravines les plus proches. Ces rigoles peuvent être réalisées par les travaux agricoles, sur les grandes exploitations de la façade atlantique. La sédimentation des fines avant l'arrivée au cours d'eau semble anecdotique. En effet, les versants pentus ne permettent pas le ralentissement des eaux de ruissellement concentré. Les rigoles gagnent même de l'énergie pour s'inciser dans les sols puis les dépôts tendres sous-jacents.

En raison de pente raide, d'une végétation dense et d'une absence d'argile, le ruissellement pelliculaire est moins facilement observable. Il intervient durant des averses très intenses.

Figure A2-06) Les sols du massif de la Montagne Pelée et localisations des stations de mesures d'infiltrabilité

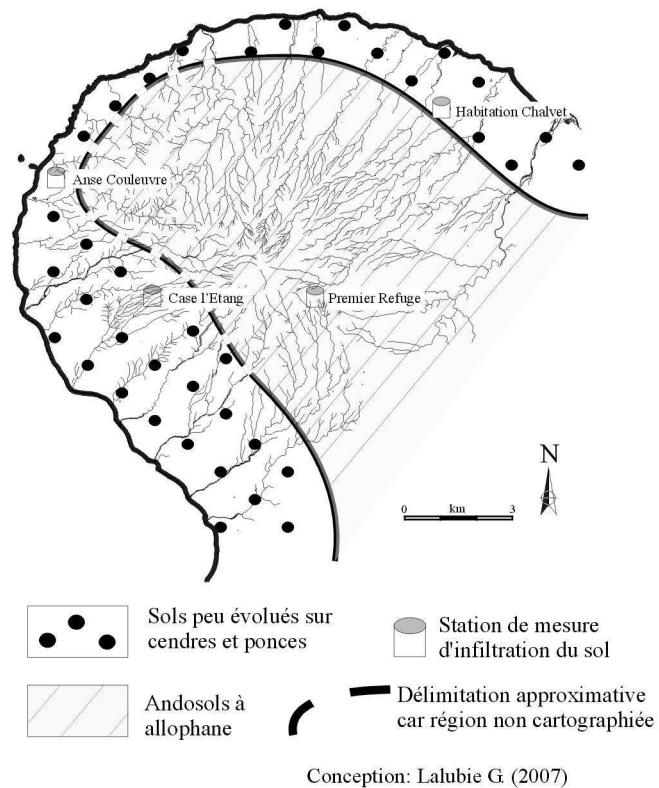
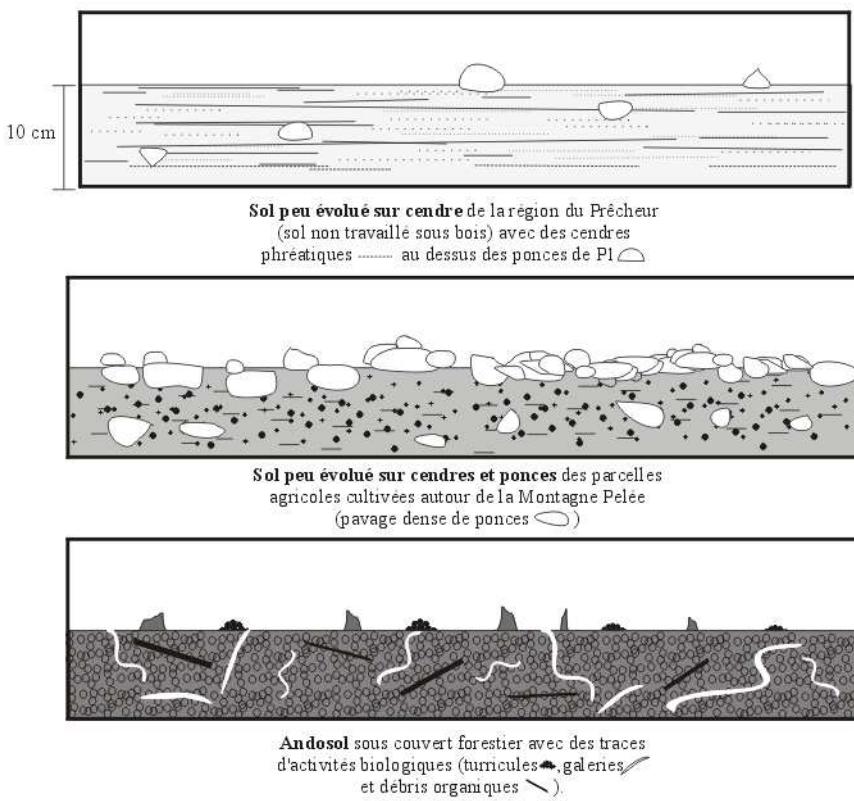


Figure A2-07) Structure des sols rencontrés autour du massif de la Montagne Pelée



Conception: LALUBIE G (2001)
Source: LALUBIE G (2001)

A2- 2.2.4. Peut-on quantifier les apports?

L'ampleur de l'érosion est évaluée sur le plan international par la FAO (1980), avec trois classes : $<10 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$ pour une érosion faible, de 10 à $50 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$ pour une érosion moyenne et $>50 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$ une érosion forte à très forte.

Il n'existe aucune mesure permettant de quantifier les apports de matériaux par les versants autour de la Montagne Pelée. Seules des études sur les régions volcaniques d'Amérique Centrale et Latine, en Indonésie et sur les andosols de la Réunion, permettent de donner quelques chiffres.

- Sur les cendres volcaniques peu protégées au El Salvador, COLLINET J. *et al.* (1996) ont mesuré que l'érosion hydrique superficielle était comprise entre 200 et 350 $\text{t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$.

- Sur les sols volcaniques des Andes de l'Equateur, DE NONI G. *et al.* (1998, 2001), donnent des pertes en terre de l'ordre de $100 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$, (de 50 à $130 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$ selon les sites) rien que pour les perte en sol de parcelles cultivées.

- GUYOT J.L. *et al.* (1990), dans les Andes boliviennes, selon les différentes stations aux caractéristiques biogéographiques différentes, obtiennent des taux d'érosion allant 12 à $330 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$, selon la pluviométrie reçue par le bassin versant.

- En Indonésie, pour des bassins versants volcaniques de type assez similaire à la Pelée, ONGKOSONGO O. *et al.* (1992) citent KOMARAWINATA S. *et al.* (1990), qui donnent des pertes en sol, en observant les dépôts de lahars, comprises entre 1 et $30 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$.

- A la Réunion, sur des andosols, BOUGERE J. *et al.* (1987) ont obtenu des valeurs d'érosion de 3 à $6 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$ pour l'année 1983 (sans cyclone), alors que PERRET S. (1996) donne des valeurs de 100 à $150 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$ pour des parcelles non protégées (cité dans MEUNIER M. 1999).

- MEUNIER M. (1999), en appliquant le modèle E.T.C. pour le cyclone Cindy (225 mm en 2 heures), a déduit une ablation de $250 \text{ m}^3.\text{ha}^{-1}$ pour le bassin versant de la Rivière du Prêcheur. En masse, cela peut être estimé à 520 t.ha^{-1} . Ce sont les chiffres les plus élevés cités, encore qu'ils ne soient donnés que pour un cyclone unique, et non pour une année.

Le tableau A2-04, page suivante donne une synthèse des dépôts affleurants pour chaque cours d'eau étudié. Ravine Pierre Akar, Rivière Anse Céron, Rivière Anse Couleuvre, Ravine des Galets, Rivière Trois Bras et Rivière des Oranges sont les cours d'eau aux versants les plus résistants, ceux fournissant théoriquement le moins de matériaux grossiers. Inversement, Rivière Roxelane, Rivière des Pères, Rivière Sèche, Rivière Claire, Rivière Pointe Lamare, Rivière Ravine, Rivière Blanche et Rivière Cloche s'écoulent au milieu de dépôts récents dont la résistance est faible. Possédant une forte pente, ils sont donc théoriquement susceptibles de charrier d'énormes quantités de matériaux. Ainsi, si d'un point de vue morphologique, les bassins versants du flanc Caraïbe semblent déjà posséder des propensions à injecter des matériaux solides dans le réseau hydrographique (§ A2-1), la nature géologique récente de cette région du massif accroît encore cette faculté. A l'inverse, les potentialités géomorphologiques de la région du Conil sont diminuées par la cohérence des dépôts volcaniques. La nature géologique des bassins versants du flanc Atlantique renforce la potentialité à fournir des matériaux au cours d'eau. En effet, c'est au niveau des piedmonts, dans les dépôts sculptés par l'eau, que les escarpements bordant le lit sont les plus importants.

Afin de hiérarchiser plus précisément la production de matériaux, nous avons croisé le tableau A2-04, page suivante, sur la nature géologique des bassins versants, avec le tableau A2-05 attribuant un indice de fourniture de matériaux par formation géologique, on obtient le tableau A2-06 donnant la propension des versants à fournir des matériaux aux cours d'eau. La note finale de production de matériaux pour chaque bassin versant a été calculée de différentes méthodes, faisant clairement ressortir les cours d'eau susceptibles de mobiliser de gros volumes de matériaux aux embouchures (tableau A2-07). Ces notes ne doivent pas être prises comme une valeur absolue résultant d'une formule mathématique, mais plutôt de valeurs relatives à comparer entre elles, produites à partir d'indices estimés.

Tableau A2-05. Relation théorique entre les formations géologiques et la fourniture de matériaux

Formations géologiques rencontrées	Indice de fourniture de matériaux aux cours d'eau
Alluvions	10
Nuées 1902	10
Nuées récentes	9 ou 8
P1, P2, P3 et P5	9
P6 et P8	8
Nuées St Vincent intermédiaires	5
Nuées intermédiaires	5
grés volcaniques anciens	4
Nuées anciennes	3
Dépôts indurés anciens	3
Brèche Conil	3
Conglomérats Conil	2
Coulées massives anciennes	1
Coulées massives Conil	1

Conception : LALUBIE G. (2007)

↑
Production de matériaux croissante

On voit ainsi que les cours d'eau susceptibles de recevoir le plus de matériaux des versants sont les grands cours d'eau du flanc Caraïbe et quelques cours d'eau du flanc Atlantique (tableau A2-07). Ces derniers semblent toutefois moins concernés pour trois raisons :

- leurs versants sont bien plus boisés que les versants du flanc Caraïbe. Cette forêt ombrophile tropicale submontagnarde et montagnarde très dense peut ainsi mieux protéger les sols des mobilisations de matériaux ;

- une autre difficulté s'ajoute dans cette approche géologique. En effet, les cartes géologiques de la Montagne Pelée (WESTERCAMP D *et al.* 1983 et 1990) ne renseignent que sur les formations superficielles. Or, nous sommes sur un strato-volcan et les formations sont de plus en plus âgées en profondeur. Les cours d'eau du flanc Atlantique bien plus évolués que les cours d'eau du flanc Caraïbe, ont déjà atteint des formations très indurées et peu érodables. Les écoulements de crue attaquent ainsi avec plus de difficulté les bases des escarpements rocheux formant les berges ;

- enfin, les cours d'eau étant plus évolués, il s'est formé un pseudo lit majeur dans leur basse vallée qui intercepte les matériaux mobilisés sur les versants.

Il est donc très délicat de quantifier les apports par les versants en l'absence de mesure.

Tableau A2-04. Synthèse de la nature géologique des bassins versants étudiés

Cours d'eau	Altitude (m)	0 - 100	100 - 200	200 - 300	300 - 500	500 - 800	800 et plus
Rivière Roxelane	Alluvions		Nuées anciennes				F3
Rivière des Pères	Nuées 1902 et P3		Nuées St Vincent intermédiaires				
Rivière Sèche	Nuées 1902 et récente	P2	Nuées intermédiaires				
Rivière Claire	Nuées 1902		Nuée 1902 et conglomérats Conil				
Ravine Fond Canonville	Alluvion et nuées 1902	Conglomérats Conil					
Rivière Pointe Lamare	Nuées récentes		Nuées récentes et P3				
Ravine Pierre Akar	Brèches Conil et P3	Brèches Conil					
Rivière du Pêcheur	Nuées intermédiaires et P1	Brèches Conil et Nuées inter. P1	Nuées intermédiaires				
Ravine Dénare	Nuées intermédiaires						
Ravine Anse Belleville	Nuées intermédiaires		Conglomérat Conil				
Rivière Ause Céron	Brèches Conil						Coulées massives Conil
Rivière Ause Coulouvre	Brèches Conil		Coulées massives Conil				
Ravine des galets	Brèches Conil						
Rivière trois bras	Brèches Conil		Coulées massives Conil				
Rivière des Oranges	Brèches Conil						
Grande Rivière	Brèches Conil et nuées St Vincent intermédiaires		Coulées massives Conil				
Rivière Polithe	Nuées intermédiaires						
Rivière Lagarde	Nuées intermédiaires et nuées St Vincent intermédiaires						
Rivière de Maconiba	Brèches Conil	Nuées St Vincent Intermédiaires et P8	Nuées intermédiaires				Coulées mass. anc.
Rivière Roche	Nuées anciennes	Nuées St Vincent intermédiaires P8					
Rivière Hackaert	Nuées St Vincent intermédiaires						
Rivière de Basse Pointe	Nuées intermédiaires	P5 et nuées St Vincent intermédiaires	Nuées anciennes et nuées inter.	Nuées intermédiaires	Nuées intermédiaires	Coulées mass. anc.	
Rivière Pocquet	Nuées intermédiaires	P8					
Rivière Falaise	Nuées récentes	Nuées récentes et St Vincent intermédiaires					Nuées récentes
Rivière Ravine		Nuées récentes					
Rivière Blanche							
Rivière Cloche							
Rivière Moulin							

Conception : LALUBIE G. (2001)

Source : WESTERCAMP D. *et al.* (1983, 1990)

Tableau A2-06. Propension des versants à fournir des matériaux aux cours d'eau

Cours d'eau	Altitude (m)	0 - 100	100 - 200	200 - 300	300 - 500	500 - 800	800 et plus
Rivière Rose Lane	10	3	3	3	3	9	9
Rivière des Pères	10 et 9	5	5	5	5	5	5
Rivière Séche	10 et 9	9	5	5	5	5	5
Rivière Claire	10	10 et 2	10 et 2	10 et 2	10 et 2	5	5
Ravine Fond Canonville	10	2	2	2	2	2	2
Rivière Pointe Lamare	9	9	9	9	9	9	9
Ravine Pierre Akar	3 et 9	3	3	3	3	3	3
Rivière du Prêcheur	5 et 9	3 et 5	5	5	5	5	9
Ravine Démare	5	5	5	5	5	5	5
Ravine Anse Belleville	5	5	1	1	1	1	1
Rivière Anse Céron	3	3	3	3	1	1	1
Rivière Anse Couleuvre	3	3	1	1	1	1	1
Ravine des galets	3	3	3	1	1	1	1
Rivière trois bras	3	3	3	1	1	1	1
Rivière des Oranges	3	3	3	3	1	1	1
Grande Rivière	3 et 5	3 et 5	3 et 5	3 et 5	3 et 5	3 et 5	1
Rivière Potiche	5	5	5	5	5	5	5
Rivière Lagarde	5	5	5	5	5	5	5
Rivière de Macouba	3	5 et 8	5 et 8	5	1	1	1
Rivière Roche	3	5	8	8	8	8	8
Rivière Hackaert	5	5	5	5	5	5	5
Rivière de Basse Pointe	5	5	3 et 5	3 et 5	3	5	1
Rivière Pocquet	5	9 et 5	9 et 5	9 et 5	3	5	5
Rivière Falaise	9	9 et 5	9 et 5	9 et 5	9	9	9
Rivière Ravine	9	9	9	9	8	8	8
Rivière Blanche					4	9	9
Rivière Cloche					8	8	8
Rivière Moulin					8 et 3	8 et 3	8 et 3

Conception : LALUBIE G. (2007)

Tableau A2-07. Indice de production de matériaux par bassins versants

Indice de fourniture de matériaux	[1] Somme du tableau A2-06	[2] Tableau A2-06 *hypsométrie/100 (fig. A2-03)	[3] [2]* surf. BV (km ²)
Indice élevé	Seuil: > 30	Seuil: > 5	Seuil: > 20
Rivière Roxelane	37	5,9	41,0
Rivière des Pères	35	5,4	39,8
Rivière Sèche	44	5,7	31,9
Rivière Claire	47	5,7	17,3
Ravine Fond Canonville	14	4,0	9,8
Rivière Pointe Lamare	50	9,0	34,5
Ravine Pierre Akar	18	3,5	8,0
Rivière du Prêcheur	43	6,1	37,2
Ravine Démare	20	5,0	5,2
Ravine Anse Belleville	11	3,3	5,0
Rivière Anse Céron	11	2,3	12,8
Rivière Anse Couleuvre	9	2,0	3,3
Ravine des Galets	10	2,5	3,1
Rivière Trois Bras	12	1,9	4,7
Rivière des Oranges	13	2,9	4,1
Grande Rivière	23	3,5	37,1
Rivière Potiche	20	5,0	7,3
Rivière Lagarde	20	5,0	10,1
Rivière de Macouba	24	4,5	23,5
Rivière Roche	32	6,6	19,0
Rivière Hackaert	24	6,3	9,9
Rivière de Basse Pointe	26	4,1	26,5
Rivière Pocquet	32	5,2	50,1
Rivière Falaise	50	7,8	54,0
Rivière Ravine	26	8,2	15,6
Rivière Blanche	23	6,8	11,0
Rivière Cloche	16	8,0	10,4
Rivière Moulin	11	5,5	7,0

Conception : LALUBIE G. (2007)

A2- 2.4. Description morphologique des cours d'eau

Les bassins de réception

Les cours d'eau du massif de la Montagne Pelée prennent leur naissance entre 360 et 1310 m d'altitude. Ils commencent généralement par de simples rigoles (figure 08-04 A), lesquelles drainent les versants d'altitude avant de se déverser dans un bassin de réception en forme d'entonnoir (planchette photographique A2-02). Ce bassin est bordé de niches d'arrachements, aux parois verticales et subissant une érosion régressive au cours des fortes précipitations. A la base du talus d'éboulis de chaque niche d'arrachement, une rigole, ne fonctionnant que lors des fortes précipitations, s'est formée. Cette rigole serpente entre les arbres et les fougères arborescentes avec une profondeur maximale d'un mètre. Les rigoles se rejoignent au fond de l'entonnoir pour former le cours d'eau. Le lit prend alors une largeur comprise entre 0,5 et 1,5 m pour une profondeur comprise entre 1 et 3 m (figure 08-04 B). Ces variations sont imputables à la présence de blocs de taille métrique ou de ruptures de pente brutales. Le réseau hydrographique ne montre pas de traces d'écoulements superficiels en dehors des périodes de pluies violentes et pendant le ressuyage des sols leur succédant.

Ce n'est qu'une centaine de mètres de dénivellation au-dessous qu'apparaissent des réseaux de sources au débit relativement faible. Ces sources émergent dans tout type de dépôts par des fissures ou des trous. Il y en a généralement plusieurs et seuls les orifices les plus bas coulent. Il paraît probable que tous les orifices entrent en action aux cours de périodes particulièrement pluvieuses. Ces résurgences sont situées généralement :

- soit dans les parois verticales des cascades ;
- soit dans le lit du cours d'eau ;
- soit dans les parois des berges à une hauteur rarement supérieure à un mètre au-dessus du lit.

Les eaux des premières sources, additionnées aux suintements de l'écoulement hypodermique tout au long du lit, ne suffisent pas à saturer la nappe fluviale circulant dans les alluvions. Les cours d'eau coulent alors par alternance selon l'épaisseur des alluvions et la fracturation du substratum. En effet, sur la Rivière Roxelane, en aval de tronçons où le débit peut être estimé à 10 litres par seconde, des "à sec" sont observables alors que le substratum (brèche indurée) affleure. Cela montre bien l'importance de la porosité de fracturation au sein du massif, à laquelle il faut ajouter la porosité dûe à l'hétérogénéité granulométrique des dépôts pyroclastiques. Généralement, quand les apports liquides sont supérieurs à la capacité de transfert de la nappe fluviale, le lit s'élargit pour atteindre une moyenne de 4 à 6 m (figure 21) et le chenal d'écoulement divague entre les blocs et les plages d'atterrissement. Rivière Claire et Rivière Pointe Lamare ont la particularité d'être alimentées par des sources chaudes minérales dont les caractéristiques de circulation et de variation de débit sont bien différentes de celles exposées ci-dessus.

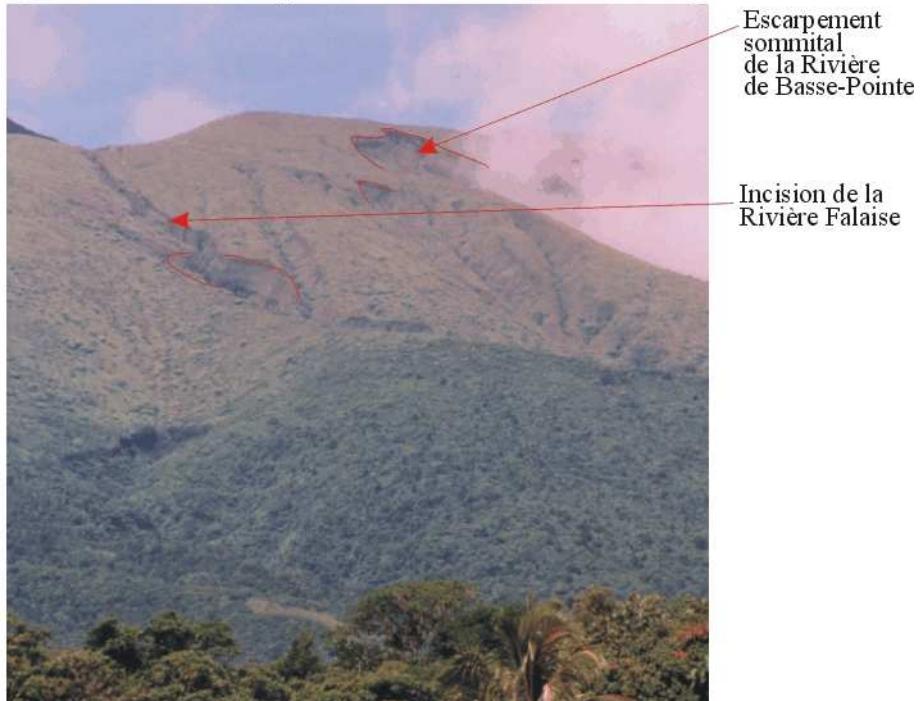
Certains cours d'eau (Rivière des Pères, Rivière Sèche, Rivière Claire, Rivière du Prêcheur, Grande Rivière, Rivière de Macouba, Rivière de Basse Pointe et Rivière Falaise) prennent leur source à une altitude supérieure à 1 000 m, sous le sommet du volcan. Trois autres (Rivière Roxelane, Rivière Pointe Lamare et Rivière Pocquet) prennent leur source à une altitude comprise entre 800 et 1 000 m. Ces cours d'eau sont donc les plus susceptibles de collecter les fortes pluies d'altitude. Mais, ces onze cours d'eau seront évidemment sous l'influence directe des projections du volcan et des débordements des nappes phréatiques lors de sa prochaine éruption. Ils seront sûrement concernés par les lahars. Ceux de la Rivière Falaise, dont la confluence avec la Rivière Capot se fait juste en amont d'une prise d'eau, priveraient ainsi toute l'île d'une importante ressource en eau.

Les profils transversaux du chenal de transition

En descendant, les rigoles se transforment en torrents à lit fixe, puis en torrents à lit mobile et enfin en rivière torrentielle pour la Grande Rivière. La figure A2-08 donne les profils en travers, au niveau des stations où ont été effectuées les mesures de chaque cours d'eau.

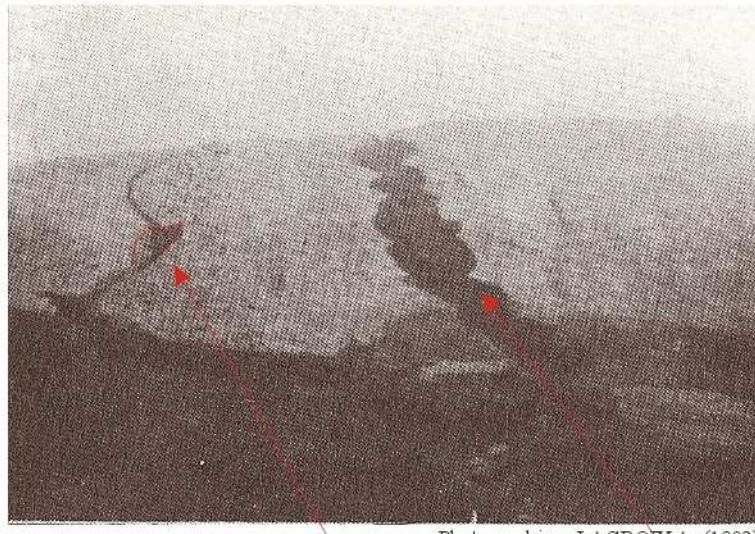
Planche photographique A2-02) Le commencement de cours d'eau

A) Début caractéristique des cours d'eau de la Montagne Pelée



Photographies: LALUBIE G (2001)

B) Le site en juin 1902



Photographies: LACROIX A. (1902)

Naissance de la Rivière Rivière Falaise et de la Rivière de Basse-Pointe, dans les cendres sur le plateau des Palmistes, en juin 1902. La ressemblance est troublante.

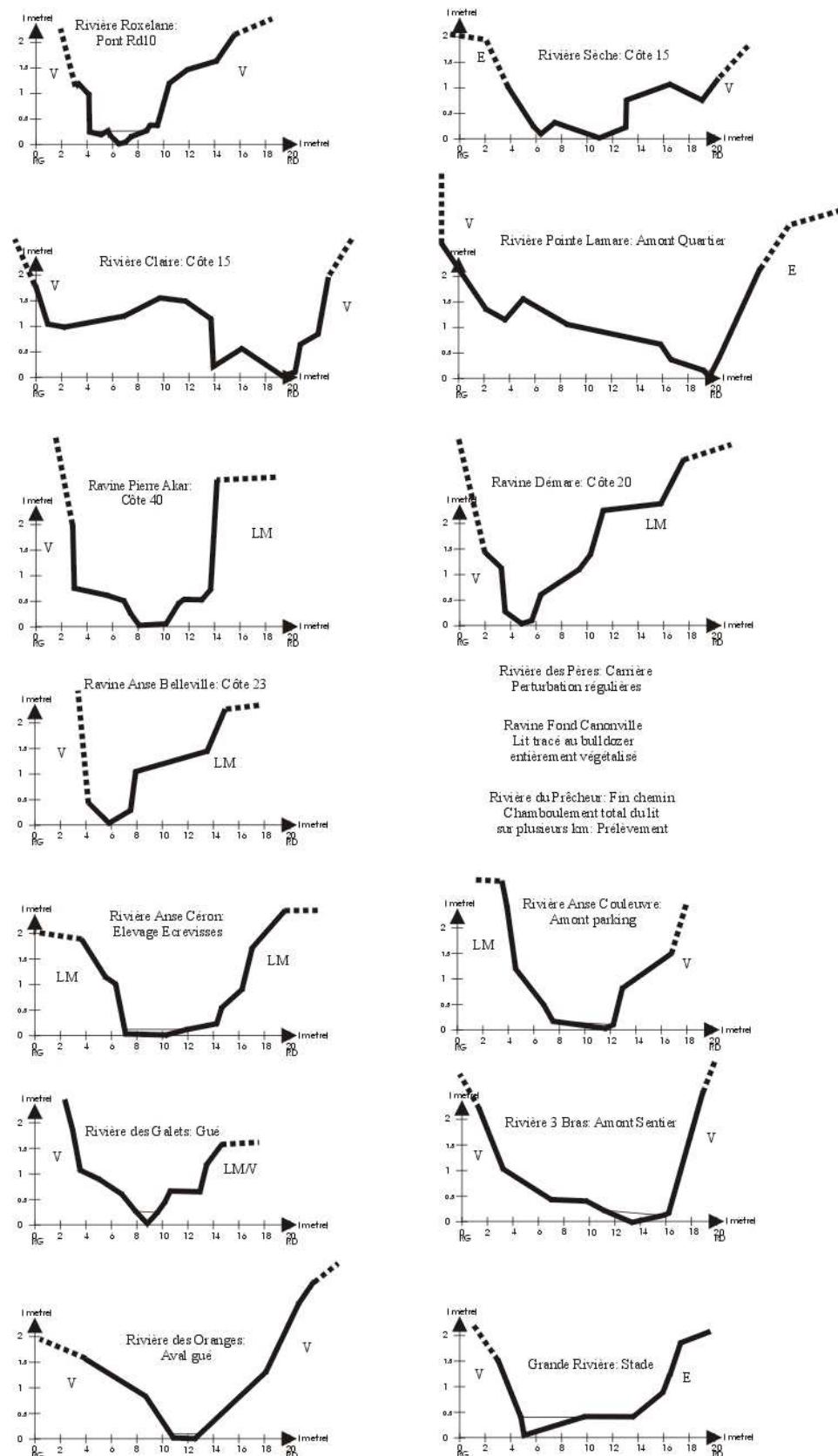
Aux abords des cours d'eau du flanc Atlantique et dans les parties amont du massif, les versants sont souvent abrupts et font office de berges pour former des gorges profondes d'une dizaine de mètres. L'effondrement de certains pans de ces gorges apporte des matériaux au lit, lesquels sont ensuite transportés par le cours d'eau. Ces matériaux hétérogènes recouvrent le fond du lit et donnent ainsi une forme de lit en U. Cette situation se complique en aval où les atterrissements nombreux engendrent la formation d'un pseudo lit majeur avec divagation (après les fortes crues) du lit mouillé. Les dépôts dans le lit mineur forment des bancs chaotiques, avec des pentes latérales raides, car ils sont entaillés par les écoulements ultérieurs. Il en résulte un tressage des divers chenaux d'écoulement qui sont à des altitudes différentes, ce qui traduit qu'ils ont été actifs successivement dans le temps. Le lit mineur conserve toutefois une forme en U, plus large que haut, même si les indices d'enfoncement du lit sont nombreux (affouillements et verticalités des berges, déchaussements des vieux arbres...). Cela traduit, lors des crues, un transfert de matériaux toujours important, malgré une pente du lit moins forte, matériaux qui se déposent dans le lit mineur à la décrue.

Les rivières du Conil sont les seules à posséder des berges en forme de V assez ouvert. L'enfoncement du lit n'est plus compensé par les dépôts de matériaux à la décrue. Les transports étant plus puissants au centre du cours d'eau (hauteur d'eau maximale), le lit s'enfonce depuis son milieu lors des crues. Ainsi, il en résulte un substrat apparemment plus grossier et des berges plus stables et plus végétalisées. Elles sont moins verticales que pour les cours d'eau en forme de U.

Les Rivière Sèche, Rivière Claire, Ravine Fond Canonville, Ravine Pierre Akar et, dans une plus faible mesure, Rivière des Pères ne coulent plus dans leur partie aval et drainent la région atteinte par les dernières éruptions volcaniques. Leur lit mineur est donc large à très large (30 m pour Rivière Sèche et Rivière Claire) et quasiment plat. Leurs berges sont généralement subverticales et forment des escarpements dont la hauteur peut dépasser 50 m. La jeunesse des dépôts pyroclastiques et des coulées de pences favorisent les écroulements par plaques de ces falaises. Ceux-ci sont provoqués en haut des affleurements par des racines et des fissures favorisant les infiltrations de l'eau ou à la base par l'affouillement provoqué par les crues. Pour certains des cours d'eau du flanc Caraïbe, quand la vallée s'élargit, les berges qui délimitent le lit mineur, du pseudo majeur, ont entre 0,5 et 2 m de hauteur et sont quasiment verticales. Au niveau des ravines de la commune du Prêcheur, leurs lits possèdent des pseudo lits majeurs de très faible ampleur qui indiquent tout de même une relative stabilité par rapport aux autres cours d'eau du flanc Caraïbe. La forme du lit de la Rivière du Prêcheur, est perturbée par les coulées de boues. Le torrent, par son écoulement journalier et ses nombreuses crues, a creusé un lit au milieu des dépôts des lahars pour donner un lit en V profond d'environ 5 m au niveau de la confluence (260 m d'altitude). Avant l'embouchure, les curages incessants ne permettent plus d'observer les caractéristiques du lit.

Seules, la Grande Rivière, la Rivière Falaise et la Rivière du Prêcheur, possèdent des formations qui peuvent être qualifiées de lit majeur dans leur cours aval. En règle générale, les pseudo lits majeurs sont bien végétalisés. Sur le flanc Caraïbe et dans le Conil, les arbres présentent sensiblement le même âge, à l'exception des quelques rares spécimens très âgés. Les troncs ne dépassent pas 20-30 cm de diamètre et les arbres ne sont pas très hauts. On observe souvent le déchaussement des vieux arbres le long des berges. Les pseudo lits majeurs surplombent d'environ 2 mètres (de 1,5 à 3 mètres) les lits mouillés (figure A2-08). Nos nombreuses descentes de cours d'eau ne nous ont jamais permis d'observer des terrasses alluviales supérieures au niveau des "pseudo" lits majeurs. C'est l'indice que les cours d'eau ont un profil en long plus ou moins en équilibre et que les transports solides sont compensés par les apports des versants. Ceci pourrait aussi traduire des crues exceptionnelles, ou des lahars, qui remanieraient, toute la largeur du lit. L'exception concerne la Rivière du Prêcheur où l'on peut observer des terrasses alluviales "accrochées" sur la base de versant mais dominant largement le lit majeur de plus de 10 m. Dater ces terrasses pourrait donner une idée sur la dynamique d'enfoncement du cours d'eau.

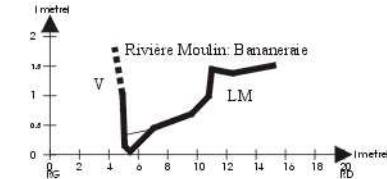
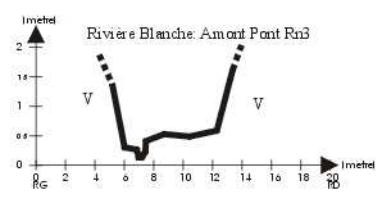
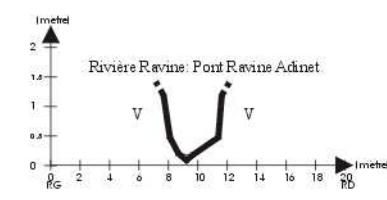
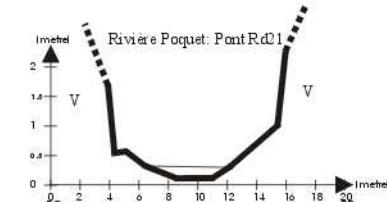
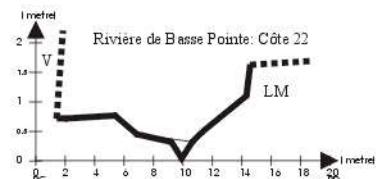
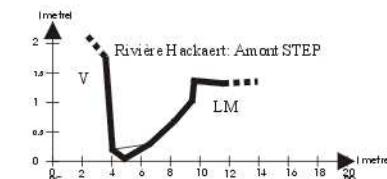
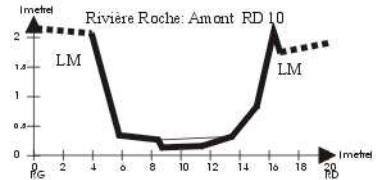
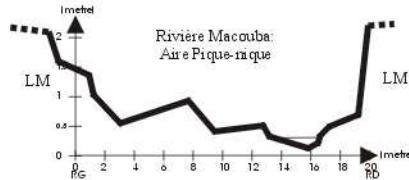
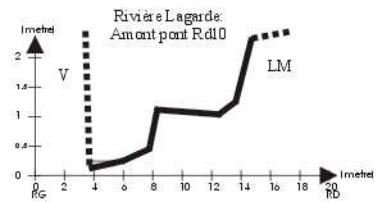
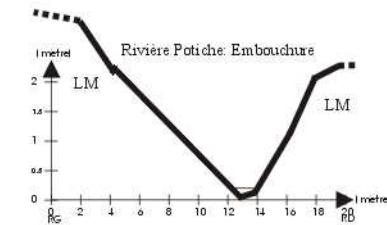
Figure A2- 08) Les profils transversaux aux stations de mesures des cours d'eau (relevés topographiques effectués en 2001)



V: Versant; LM: Pseudo lit majeur; E: Enrochemment; RG: Rive Gauche; RD: Rive Droite

Conception: LALUBIE G. (2001)
Source: LALUBIE G. (2001)

Figure A2-08 Suite) Les profils transversaux aux stations de mesures des cours d'eau (relevés topographiques effectués en 2001)



V: Versant
LM: Pseudo lit majeur
E: Enrochemen
RG: Rive Gauche
RD: Rive Droite

Conception: LALUBIE G (2001)
Source: LALUBIE G (2001)

La granulométrie en surface des pseudo-lits majeurs est différente de celle des lits mineurs. On y retrouve ainsi que les gros blocs et du sol très noir. Les galets et les petits blocs semblent être recouverts de sable et de limon qui forment un sol à part entière au niveau du Conil et du flanc Atlantique où la végétalisation est très dynamique. La formation du sol est aidée par la déposition des M.E.S. lors des décrues, par l'apport de terre descendant des versants et par la biocénose produisant l'humus. Quand le lit majeur forme la berge, on peut constater que la granulométrie à l'intérieur du dépôt est beaucoup plus hétérogène et ressemble à celle du cours d'eau, avec plus de fines. Dans ce cas, les berges sont constituées de matériaux non cohérents, mais elles n'en restent pas moins quasi-verticales (figure A2-08). Elles sont fragiles et semblent subir des chamboulements lors des crues exceptionnelles. Elles sont assez peu végétalisées car les matériaux fins ne sont pas stables et les végétaux sont périodiquement arrachés par les crues. Quand les berges sont formées directement par les versants, leur structure est généralement plus indurée. En effet, plus le cours d'eau s'enfonce, plus il rencontre des dépôts volcaniques anciens. Les apports de matériaux par les berges sont alors d'autant plus faibles que les dépôts sont anciens. Si les berges sont assez solides, on n'y rencontre tout de même des petits cirques d'érosion, des déchaussements de roche et, moins fréquemment des grandes traces d'éboulements.

Les embouchures

Les embouchures se situent généralement au centre des cônes de déjection, mais certaines exposées au courant de l'océan Atlantique sont excentrées. Les vingt-trois embouchures autour du massif de la Montagne Pelée (5 cours d'eau de l'étude sont des affluents de la Rivière Capot) sont tous des deltas (tableau A2-03). Ils sont assez bien développés pour les grands cours d'eau du massif (Rivière du Prêcheur, Grande Rivière, Rivière de Macouba, Rivière de Basse Pointe et Rivière Pocquet) et sont urbanisés, à l'exception de celui de la Rivière Pocquet. Les habitations occupant celui de la Rivière de Macouba sont pratiquement toutes délaissées. Quatre deltas sont fortement anthropisés et les risques, Trois types de deltas sont représentés autour du massif (tableau A2-03) :

- les deltas lobés, quand les apports de matériaux sont refoulés sur la côte par la houle ;
- les deltas atrophiés, quand l'érosion littorale est supérieure aux apports, ou quand la bathymétrie ne permet pas la sédimentation (côte Caraïbe) ;
- les deltas arrondis, quand les apports sont importants mais que le courant et la dérive littorale transportent les matériaux sur la rive ouest (Grande Rivière et Rivière de Basse Pointe).

C'est entre les embouchures de la Rivière des Pères et de la Rivière Pointe Lamare que la courbe bathymétrique de -20 m est la plus rapprochée de la côte. De ce fait, les deltas ne peuvent devenir importants et certaines embouchures subissent même une érosion marine prononcée.

La Rivière Sèche ne possède pas de delta et, manifestement, l'érosion de l'embouchure y est importante. En effet, le pont traversant la Rivière Sèche, juste en amont de l'embouchure, fut emporté par l'érosion, provoquée par les pluies diluviales de Cindy (1993). En 1999, les vagues cycloniques de Lenny ont encore rongé la côte, en la faisant reculer de plusieurs mètres au niveau de l'embouchure. Actuellement, les vagues ne sont déjà plus très loin des œuvres vives du nouveau pont, reconstruit plus en amont après le cyclone Cindy. L'embouchure de la Rivière Claire subit aussi de plein fouet l'érosion littorale et le nouveau pont la franchissant risque à son tour de devenir menacé par les flots marins. Toujours pour ce cours d'eau, les apports solides très importants ont permis de constituer un petit monticule de roches en guise de delta. La Ravine Fond Canonville ne possède pas non plus de delta (en l'absence d'écoulement régulier), mais la côte, formant une légère baie constituée d'un cordon sableux, ne paraît pas subir d'érosion importante.

A2- 2.5. La granulométrie du lit mineur des cours d'eau

Nous avons entrepris d'effectuer la granulométrie des lits mineurs afin de mieux comprendre les transports solides qui s'y déroulent. Nous l'avons établie à des endroits représentatifs du lit mineur, sur trois longueurs de décamètre, en prenant, tous les dix centimètres, la mesure de la largeur de la particule choisie en la pointant à l'aveugle. Un échantillon d'un banc de sable a aussi été prélevé pour pouvoir être tamisé au laboratoire pédologique de l'IRD. Les résultats des granulométries caractéristiques sont exposés dans le tableau A2-08, et la figure A2-09 laquelle représente les courbes granulométriques.

Tableau A2-08. Granulométrie caractéristique du lit mineur aux stations

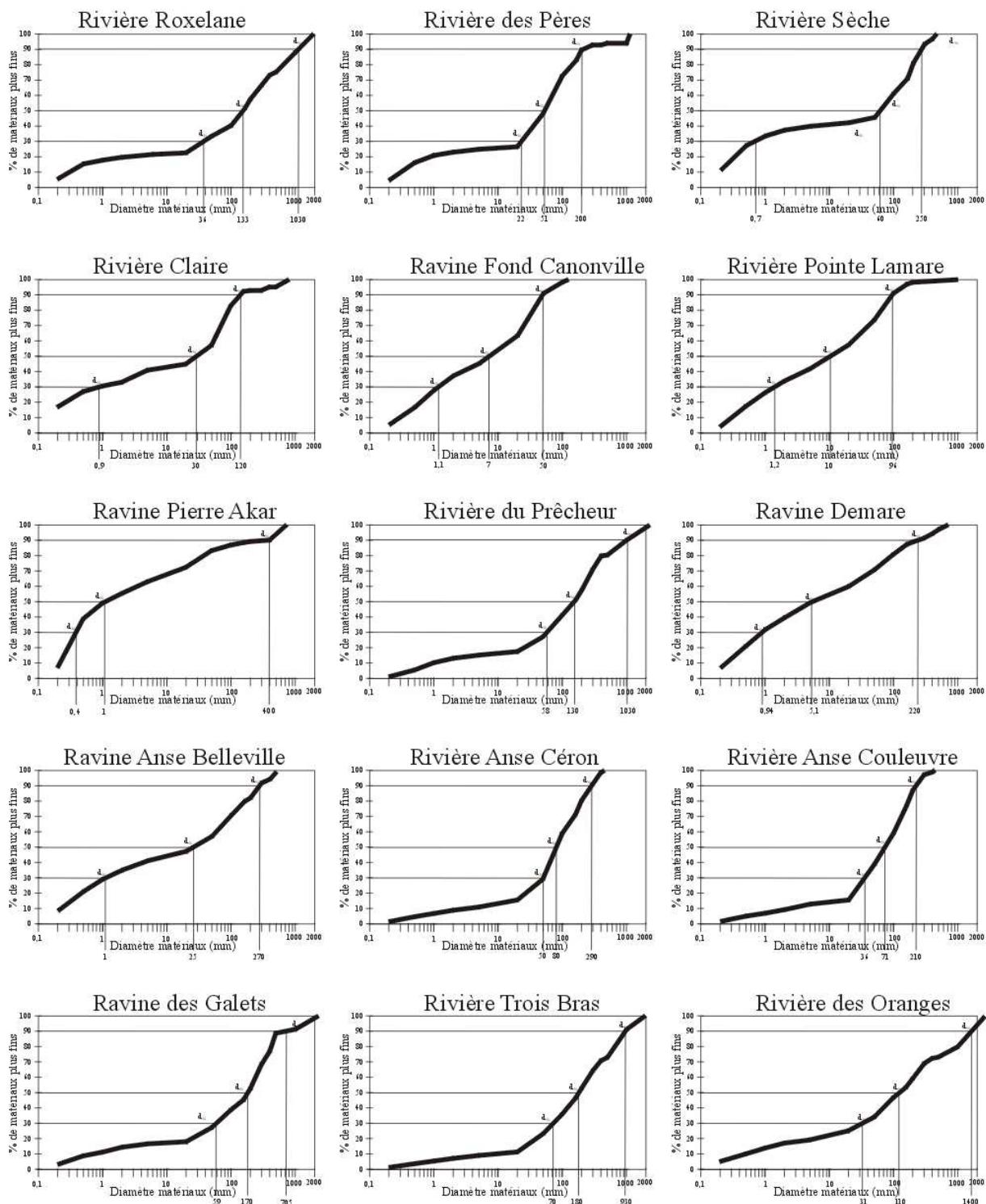
Cours d'eau	station	Altitude station (m)	Pente de la station a	Quantile de la courbe granulométrique			Diamètre moyen dm (m)	Granulométrie max. mesurée (m)
				d ₃₀ (m)	d ₅₀ (m)	d ₉₀ (m)		
Rivière Roxelane	Pont RD 10	95	0,06	0,036	0,133	1,030	0,358	1,850
Rivière des Pères	amont carrière	74	0,022	Moy	0,051	Moy	0,120	1,050
Rivière Sèche	Côte 30	30	0,058	0,001	0,01	0,060 0,05	0,250 0,37	0,102 0,450
Rivière Claire	Côte 15	15	0,06	0,001	0,030	0,120	0,078	0,800
Ravine Fond Canonville	Amont gué	5		0,001	Ecart	0,007	Ecart	0,020 0,110
Rivière Pointe Lamare	Amont quartier	20	0,051	0,001	type	0,010	type	0,041 1,000
Ravine Pierre Akar	Côte 40	40	0,042	0,0004	0,02	0,001 0,05	0,400 0,36	0,089 0,720
Rivière du Prêcheur	Fin chemin	80		0,058		0,130		0,335 2,300
Ravine Démare	Côte 20	20	0,071	0,001		0,005		0,076 0,700
Ravine Anse Belleville	Côte 23	23	0,041	0,001		0,025		0,088 0,500
Rivière Anse Céron	Elevage écrevisses	10	0,031	0,050	Moy	0,080	Moy	0,115 0,440
Rivière Anse Couleuvre	Amont parking	20	0,031	0,036	0,04	0,071 0,11	0,210 0,66	0,100 0,420
Ravine des Galets	Gué	90	0,093	0,059		0,170		0,305 2,100
Rivière Trois Bras	Amont sentier	140	0,079	0,070	Ecart	0,180	Ecart	0,357 1,900
Rivière des Oranges	Aval gué	70	0,105	0,031	type	0,110	type	0,464 2,400
Grande Rivière	Stade	30	0,017	0,012	0,02	0,070 0,05	0,400 0,45	0,140 0,780
Rivière Potiche	Embranchure	4	0,038	0,021		0,110		0,147 0,700
Rivière Lagarde	Amont pont RD 10	25	0,04	0,009		0,078		0,195 1,350
Rivière de Macouba	Aire pique nique	40	0,03	0,029	Moy	0,110	Moy	0,225 1,400
Rivière Roche	Amont RD 10	75	0,018	0,015	0,03	0,082 0,09	0,530 0,49	0,199 1,470
Rivière Hackaert	Amont STEP	50	0,023	0,001		0,022		0,051 0,400
Rivière de Basse Pointe	Côte 22	22	0,029	0,022		0,062		0,171 1,370
Rivière Pocquet	Pont RD 21	80	0,028	0,040	Ecart	0,120	Ecart	0,207 0,780
Rivière Falaise	Parking	80	0,035	0,030	type	0,098	type	0,204 1,150
Rivière Ravine	Pont Rav. Adinet	345	0,052	0,012	0,02	0,051 0,04	0,200 0,20	0,079 0,500
Rivière Blanche	Amont pont RN 3	340	0,064	0,080		0,190		0,216 0,750
Rivière Cloche	Pont RN 3	420						
Rivière Moulin	Bananeraie	320	0,055	0,047		0,110		0,160 0,700
Moyenne				0,025		0,080		0,482

Conception : LALUBIE G. (2001)

Le substrat est composé de toutes les granulométries comprises entre les sables fins et les gros blocs métriques. Quelques blocs monstrueux, de plusieurs dizaines de mètres cubes, sont parfois présents dans le lit. Il est toujours difficile de déterminer s'ils proviennent des éboulements des versants ou s'ils descendent le cours depuis l'amont par charriage (ce qui impliquerait des capacités de transport phénoménales). Nous voyons dans le tableau A2-08, que les plus gros blocs mesurés vont de 40 cm pour la Rivière Hackaert à 2,4 m pour la Rivière des Oranges.

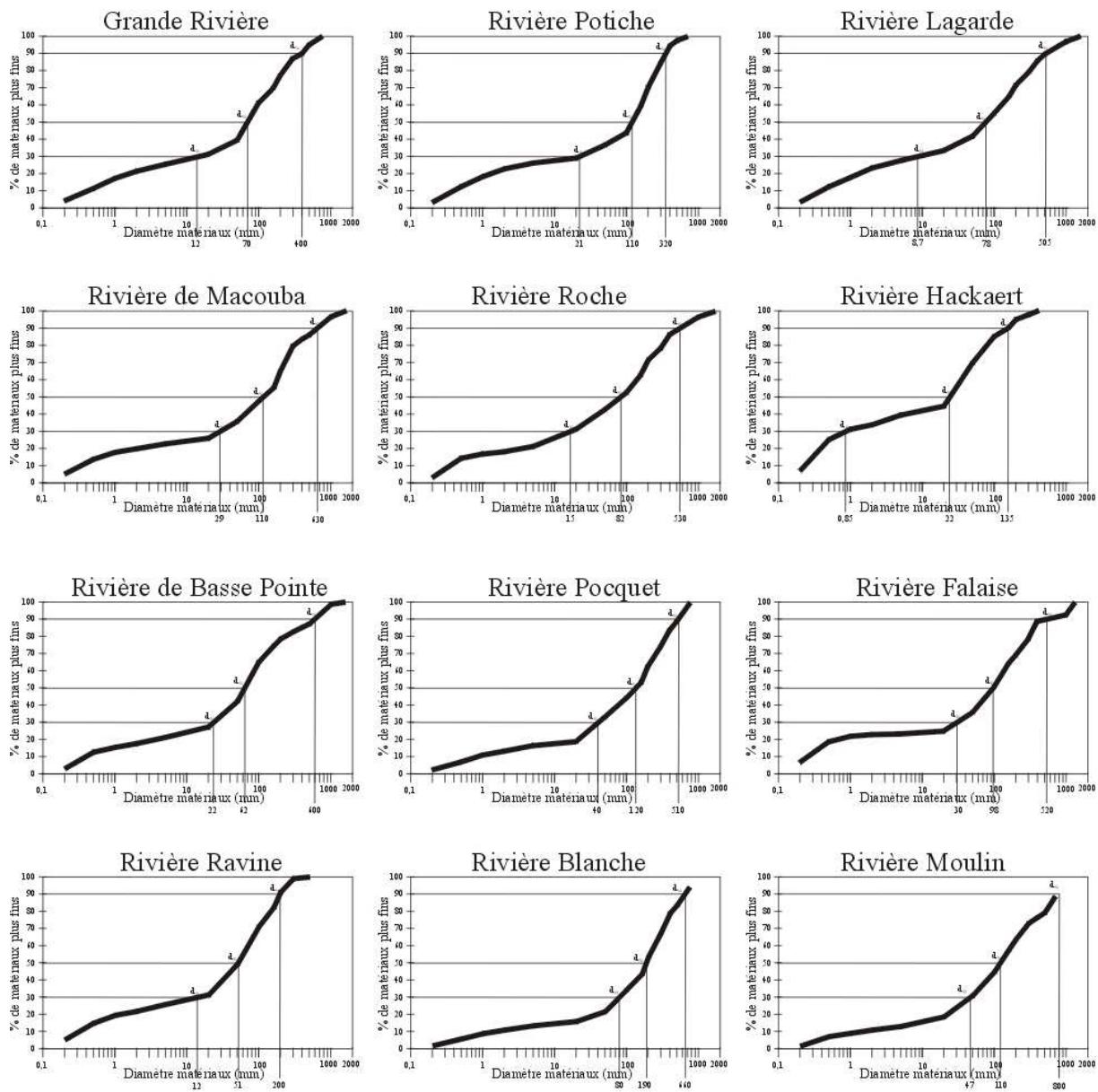
Il semble, en premier lieu, que la granulométrie du substrat des cours d'eau du Conil soit plus grossière. Cela traduit un phénomène de pavage plus important que pour les autres cours d'eau autour de la Pelée. Il y a donc un déficit de la fourniture des matériaux par les versants par rapport à la capacité de transport des cours d'eau, lesquels seraient donc particulièrement sensibles à l'enfoncement de leur lit. Ceci se retrouve dans leur profil en travers en forme de V (figure A2-08). En amont des embouchures, l'érosion fait place à une ample respiration du lit en fonction de la charge des écoulements de crue. Dans ces tronçons aval, les écoulements deviennent divagants et créent des bancs qui peuvent se végétaliser si les crues ultérieures ne réussissent pas à les submerger (Rivière de l'Anse Céron, Rivière de l'Anse Couleuvre et Grande Rivière). Contrairement aux pseudo lits majeurs, le sol n'a pas le temps de se former et l'on y reconnaît grossièrement une granulométrie similaire au lit mineur.

Figure A2-09) Les courbes granulométriques aux stations des cours d'eau (relevés effectués en 2001)



Conception: LALUBIE G (2001)

Figure A2-09 suite) Les courbes granulométriques aux stations des cours d'eau (relevés effectués en 2001)



Conception: LALUBIE G (2001)

Quand on regarde les courbes logarithmiques du pourcentage cumulé de la granulométrie figure A2-09, on peut remarquer plusieurs types de courbe :

a) Les courbes plus ou moins **rectilignes**, pour les petits cours d'eau du flanc Caraïbe (Ravine Fond Canonville, Rivière Pointe Lamare, Ravine Pierre Akar, Ravine démare, Ravine Anse Belleville). Les cinq cours d'eau, la plupart du temps secs, n'ont pas la possibilité de transporter les matériaux fins après les crues ni d'y trier les particules dans le lit. Les sables, déposés à la décrue, sont donc majoritaires, mais laissent parfois apparaître des blocs de taille métrique rappelant l'importance du transport solide pendant les crues exceptionnelles (Cindy 1993).

b) Les courbes concaves, comme pour la majorité des cours d'eau, qui peuvent à leur tour être divisées en trois types :

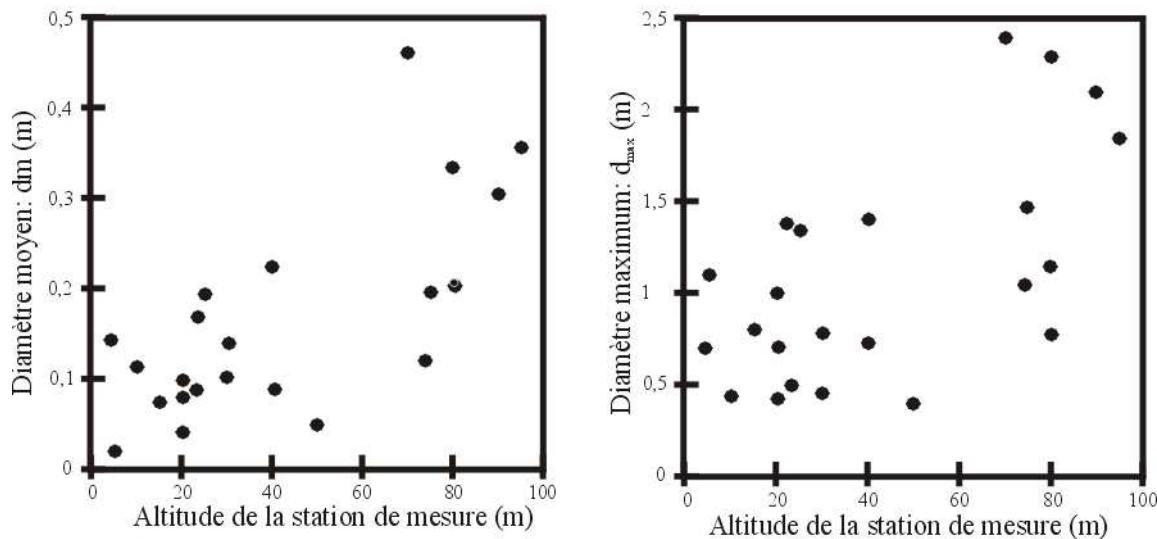
- les courbes **concaves avec un palier** (Rivière Roxelane, Rivière des Pères, Rivière de l'Anse Céron, Rivière de l'Anse Couleuvre, Ravine des galets, Rivière Trois Bras, Rivière Potiche, Rivière de Macouba, Rivière Roche, la Rivière Pocquet, Rivière Falaise, Rivière Blanche et Rivière Moulin). Le palier correspond à la taille des particules les plus mobiles, ayant des tailles allant de 1 à 20 mm, ce qui correspond environ au quantile d_{20} . Cela signifie que les particules jusqu'à 20 mm sont entraînées préférentiellement par le courant des petites crues courantes ;

- les courbes **concaves avec un palier "haut"**, dont la taille des particules est plus élevée (de 2 à 50 mm) et représentant un quantile plus important (d_{40}). Rivière Sèche, Rivière Claire et, plus curieusement, Rivière Hackaert du flanc Atlantique sont concernées. Les fines sont en grande quantité, mais les sables grossiers et les petits galets ont été engloutis dans la matrice des lahars. Seuls les blocs plus importants dépassent de cette matrice ;

- les courbes **concaves sans palier** (Rivière du Prêcheur, Rivière de Oranges, Grande Rivière, Rivière Lagarde, Rivière de Basse Pointe, Rivière Ravine). On peut dire pour ces cours d'eau, que les apports de particules fines sont suffisamment importants pour combler les capacités de transport.

Des observations effectuées, au cours de nos descentes de rivière, il apparaît aussi que les blocs sont plus grossiers dans les cours moyens du réseau hydrographique du massif (figure 21). En tête de bassins versants, les roches sont anguleuses et de la taille de petits blocs. C'est plus en aval, quand la ravine commence à s'enfoncer de 5 à 6 m dans sa gorge, que les gros blocs apparaissent dans le lit. Il faut ensuite attendre le cours moyen, et des pentes plus douces, pour voir augmenter la proportion de bancs de galets et de sable. La figure A2-10 confirme la diminution du diamètre moyen des particules (dm) en fonction de l'altitude. On peut donc dire qu'il s'effectue un tri granulométrique quand les pentes du lit diminuent. Mais on voit que la granulométrie maximale (d_{max}) n'est pas corrélée avec l'altitude. Cela veut dire que le tri granulométrique a lieu pour les crues courantes, mais qu'en écoulement extrême, même les très gros blocs sont transportés jusqu'à la mer. La granulométrie ne semble pas liée avec la pente moyenne de la station (tableau A2-08). Cela s'explique par la méthodologie utilisée pour les mesures. En effet, que ce soit pour la pente ou pour la granulométrie, les distances prises pour les mesures sont supérieures à la longueur des faciès. Ainsi, si à l'intérieur des faciès la corrélation entre la pente et la granulométrie est manifeste, lorsque l'on prend plusieurs faciès, les différences s'interfèrent.

Figure A2-10) Relation entre le diamètre moyen du substrat et l'altitude



Conception: LALUBIE G (2001)

Dans les torrents dévalant le volcan, les bancs de sables, mélangés à des pences de granulométrie inférieure au centimètre, sont fréquents, ainsi que les dépôts de fines (non colmatant). Les nombreux éboulis et les glissements de terrain dans les dépôts pyroclastiques (cendres en abondance), ajoutés à l'érosion agricole, fournissent des matériaux fins aux cours d'eau de façon plus ou moins continue. Bien entendu, cette caractéristique est amplifiée pour les cours d'eau du flanc Caraïbe dont les versants sont très jeunes et sous le vent du cratère (retombées de cendres importantes). Cette présence importante de matériaux fins limite les capacités de pavage des lits et augmente la concentration du fluide en crue.

A2- 2.6. Le transport solide en régime normal

En régime normal, c'est-à-dire hors crue, les cours d'eau transportent des matériaux solides dissous, en suspension, mais aussi par charriage. Sur les cours d'eau du flanc Atlantique du massif de la Montagne Pelée, il est particulièrement aisé d'observer le charriage des pences toute l'année. Il est aussi possible, quand toutes les conditions sont réunies, d'observer des particules sableuses se déplaçant en banc et suivant les lames d'eau les plus rapides.

Nous avons entrepris de les mesurer avec des protocoles simples.

- Les substances dissoutes totales ont été déterminées par double pesée en séchant, à l'étuve à 105 °C, 0,5 litre d'échantillon filtré à 200.10^{-6} m. Les résultats ont été ramenés en concentration (g.m^{-3}). Les mesures de conductivité ont été réalisées pour les comparer avec les substances dissoutes. Les résultats de la conductivité sont assez bien corrélés avec ceux des substances dissoutes (tableau A2-10).

- Les M.E.S. ont été déterminées par double pesée du filtre 200.10^{-6} m après avoir filtré 0,2 litre d'échantillon et l'avoir fait sécher à l'étuve à 105 °C. Les résultats sont exprimés en concentration (g.m^{-3}).

- Pour le charriage des sables et des pences en régime normal, un échantillonneur à sédiment (figure A2-11) a été placé au fond du cours d'eau. L'échantillonneur était laissé pendant des durées déterminées correspondant au colmatage du filet 500.10^{-6} m par les matières organiques. Les durées se sont échelées entre 15 et 60 minutes. Nous avons séparé les matières organiques des sables et pences par décantation sur le terrain. Toutes les particules minérales étaient ensuite séchées à l'étuve à 105 °C avant d'être pesées.

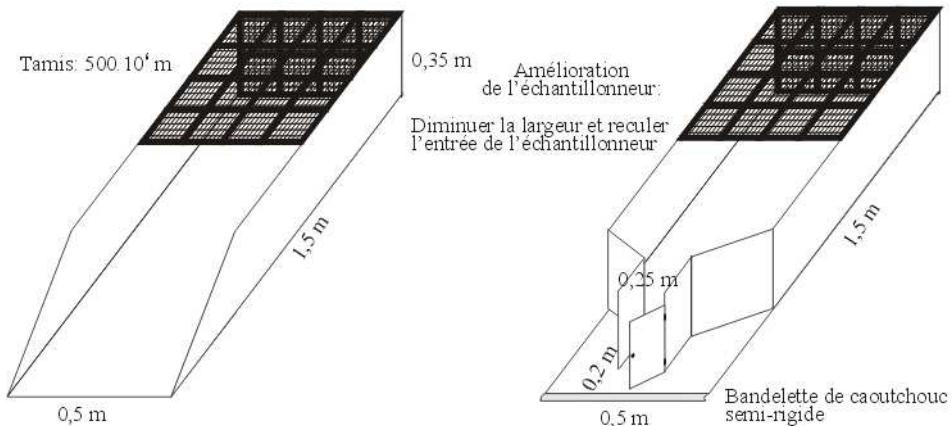
Il n'y a eu qu'un essai par cours d'eau dont le résultat est indiqué dans le tableau A2-10. Les détails des calculs sont donnés dans le tableau A2-09. Ils sont à prendre comme des essais préliminaires. Malheureusement, il n'a pas été possible de multiplier les mesures, notamment à la station Trois Ponts

sur la Rivière Roxelane. Seules deux tournées ont été organisées. L'une en décembre 2000, pour viser un débit de base soutenu, et l'autre en début mai 2001 pour observer les étages de fin de carême. Après usage, des améliorations auraient dû être apportées aux dispositifs. Tous les travaux de laboratoire ont été réalisés au laboratoire pédologique de l'IRD Martinique. Les résultats ont été ramenés en milligramme par seconde ($10^{-3} \cdot \text{g.s}^{-1}$) pour la largeur effective des écoulements qui ont un pouvoir de charriage. Les résultats de ces mesures se trouvent dans le tableau A2-10 et les flux annuels calculés sont dans le tableau A2-11.

Les valeurs de substances dissoutes (tableau A2-10) sont comprises entre 60 et 300 g.m^{-3} , mais, si l'on enlève les extrêmes, la fourchette va de 100 à 200 $10^{-3} \cdot \text{g.L}^{-1}$. Parmi les extrêmes, la Rivière de la Pointe Lamare s'illustre avec ses eaux minéralisées par les sources thermales en amont. La rivière Hackaert a aussi des résultats élevés de substances dissoutes. Nous n'en connaissons pas l'explication. Cela mériterait de remonter le cours d'eau en contrôlant la conductivité. Les concentrations en M.E.S. varient de 0,5 à 3,5 g.m^{-3} . Les différences de concentration en substances dissoutes ou en M.E.S. ne sont pas réellement significatives entre le débit de base et le débit d'étiage. Quand le débit diminue, certains cours d'eau voient leurs substances dissoutes diminuer et d'autres augmenter. Quelques mesures aux valeurs plus importantes s'expliquent avec le contexte.

En moyenne, les concentrations en M.E.S. des cours d'eau du Conil sont divisées par quatre pendant l'étiage. Inversement, celles des cours d'eau du flanc Atlantique augmentent pendant le carême. Or, les vitesses d'écoulement et les hauteurs d'eau y sont moins élevées. L'augmentation des activités agricoles en période de carême pourrait expliquer ces chiffres, mais le ruissellement superficiel en cette période est absent ou tout du moins très limité. Alors, la présence de particules organiques peut devenir une explication. Si les arbres conservent leurs feuilles toute l'année (ils sont sempervirents), la chute partielle des feuilles est tout de même accélérée pendant le carême. En voie de décomposition, ou broyées par la faune aquatique, des particules organiques sont entraînées par le courant et peuvent ainsi supplanter les particules minérales.

Figure A2-11) Échantillonneur confectionné pour collecter le charriage des sables et ponce en régime normal



Conception: LALUBIE G (2001)

Tableau A2-09. Premiers résultats de l'expérimentation de l'échantillonneur de sables et pences charriés en régime normal

Cours d'eau	station	temps nasse min	masse nasse (g)	section nasse / lit mouillé	Débit chargé (10 ³ .g.s ⁻¹)	observation
Rivière Roxelane	Pont RD 10					
Rivière des Pères	Amont carrière					
Rivière Séche	Côte 30					
Rivière Claire	Côte 15					
Ravine Fond Canonville	Amont gué					
Rivière Pointe Lamare	Amont quartier					
Ravine Pierre Akar	Côte 40					
Rivière du Prêcheur	Fin chemin	18	0,3	1/8	2,2	
Ravine Démnare	Côte 20					
Ravine Anse Belleville	Côte 23					
Rivière Anse Céron	Elevage écrevisses	30	4,4	1/6	14,7	
Rivière Anse Couleuvre	Amont parking	39	0,2	1/2	0,2	
Ravine des Galets	Gué					
Rivière Trois Bras	Amont sentier					
Rivière des Oranges	Aval gué					
Grande Rivière	Stade	20	1,1	1/8	7,3	
Rivière Potiche	Embranchure					
Rivière Lagarde	Amont pont RD 10	45	1,2	1/2	0,9	
Rivière de Macouba	Aire pique nique	60	5,6	1/6	9,3	
Rivière Roche	Amont RD 10	20	46,1	1/4	153,7	
Rivière Hackaert	Amont STEP	30	17,7	1/2	19,7	
Rivière de Basse Pointe	Côte 22	30	0,1	1/3	0,2	
Rivière Pocquet	Pont RD 21	30	1	1/5	2,8	
Rivière Falaise	Parking	15	1,2	1/6	80	
Rivière Ravine	Pont Rav. Adinet	30				
Rivière Blanche	Amont pont RN 3	30	7 grains	1/2	trace	
Rivière Cloche	Pont RN 3					
Rivière Moulin	Bananeraie					

Conception : LALUBIE G. (2001)

Tableau A2-10. Les transports solides aux stations en régime normal

Cours d'eau	station	Altitude surface station (m)	Altitude surface station (m)	débit de base $m^3.s^{-1}$	Conductivité débit de base $10^{-4} S.cm^{-1}$	Sub dia Tot. débit de base (g.m $^{-3}$)	M.E.S. chargage base (10 $^{-3} g.s^{-1}$)	Débit décharge $m^3.s^{-1}$	Conductivité décharge $10^{-4} S.cm^{-1}$	Sub dia Tot. éstage (g.m $^{-3}$)	M.E.S. éstage (g.m $^{-3}$)
Rivière Roseline	Pont RD 10	95	6.63	0.443	163	168	2.5	-	0.227	160	168
Rivière des Pères	Amont carrière	74	5.95	sec	sec	sec	sec	sec	0.031	144	140
Rivière Seche	Côte 30	30	5.46	sec	sec	sec	sec	sec	sec	sec	sec
Rivière Claine	Côte 15	15	3.03	sec	sec	sec	sec	sec	sec	sec	sec
Rivière Fond Canonville	5	2.46	sec	sec	sec	sec	sec	sec	sec	sec	sec
Rivière Pointe Lamare	20	3.82	0.022	352	294	6	6	sec	sec	sec	sec
Rivière Pointe Akar	Côte 40	40	1.91	sec	sec	sec	sec	sec	sec	sec	sec
Rivière du Précheur	Fin chemin	80	5.77	0.1179	163	152	3	2.2	0.104	163	102
Rivière Anse Belleville	Côte 20	20	0.88	sec	sec	sec	sec	sec	sec	sec	sec
Rivière Anse Believile	Côte 23	23	1.48	sec	sec	sec	sec	sec	sec	sec	sec
Rivière Anse Céron	Élevage bétiveissé	10	5.54	0.1188	150	104	6.5	14.7	0.055	180	118
Rivière Anse Couleuvre	Amont parking	20	1.27	0.015	191	124	4.5	0.2	0.006	150	142
Rivière des Géants	Gué	90	0.5	0.013	-	146	0.5	-	0.006	164	144
Rivière Trois Bras	Amont sentier	140	0.92	0.072	-	100	1	-	0.047	102	86
Rivière des Orages	Avril glé	70	1.16	0.028	174	120	5.5	-	0.009	251	140
Grande Rivière	Stade	30	9.91	0.852	122	104	6	7.3	0.487	155	118
Rivière Pothée	Embouchure	4	1.44	0.018	220	176	2.5	-	0.012	248	190
Rivière Lagarde	Amont pont RD 10	25	1.93	0.074	235	202	1.5	0.9	0.068	243	198
Rivière de Macouba	Autre pique inique	40	5.13	0.225	148	144	0.5	9.3	0.118	182	182
Rivière Roche	Amont RD 10	75	2.72	0.215	153	152	9.5	153.7	0.072	230	238
Rivière Hacharet	Amont STEP	50	1.31	0.084	207	226	0.5	19.7	0.01	179	220
Rivière de Basse Pointe	Côte 22	22	4.99	0.121	181	178	8.5	0.2	0.023	228	180
Rivière Pioquet	Pont RD 21	80	5.96	0.473	144	80	1	2.8	0.227	165	166
Rivière Falaise	Parking	80	4.6	0.633	153	142	3.5	90	0.276	181	132
Rivière Ravine	Pont Rav. Adinet	345	0.48	0.01	157	149	1.5	-	sec	sec	sec
Rivière Blanche	Amont pont RN 3	340	1.08	0.025	126	122	0.5	trace	0.006	90	1
Rivière Cloche	Pont RN 3	420	0.5	-	109	94	1	-	0	60	0
Rivière Moulin	Baraneraise	320	1.18	0.016	-	-	-	-	0.005	147	2

Conception : LALUBIE G. (2001)

Tableau A2-11. Les flux annuels de masses solides transportées en régime normal

Cours d'eau	station	Altitude surface km	élev. m	Surface km ²	Debit m ³ .s ⁻¹	Debit de base m ³ .s ⁻¹	Sub. des Tot. T (274jours)	M.E.S. débit de base T (274jours)	Charriage débit de base T (274jours)	Sub des tot. T (91jours)	M.E.S. débit d'étiage T (91jours)	Trans. sol. annuel	Trans. sol. annuel spé. (T.km ⁻²)
Rivière Roxeline	Pont RD 10	95	6.63	0.443	0.227	1762	26	-	300	5.4	-	-	-
Rivière des Péres	Amont caméra	74	5.95	sec	0.031	8	s	6	34	0.7	6	6	6
Rivière Sache	Côte 30	30	5.45	sec	sec	8	s	6	6	6	6	6	6
Rivière Claire	Côte 15	15	3.03	sec	sec	5	s	5	5	5	5	5	5
Rivière Fond Canonville	Amont gué	5	2.46	sec	sec	5	s	4	4	4	4	4	4
Rivière Pointe Lamare	Amont quartier	20	3.82	0.022	sec	153	3	-	3	6	6	6	6
Rivière Pierre Akar	Côte 40	40	1.91	sec	sec	6	s	6	6	6	6	6	6
Rivière du Prêcheur	Fin chemin	80	5.77	0.179	0.104	644	13	0.1	83	1.6	742	129	-
Rivière Demaire	Côte 20	20	0.88	sec	sec	5	s	5	5	5	5	5	5
Rivière Anse Belleville	Côte 23	23	1.46	sec	sec	5	s	5	5	5	5	5	5
Rivière Anse Céaron	Elevage acréanaises	10	5.54	0.138	0.055	340	21	0.3	51	0.6	413	75	-
Rivière Anse Couleuvre	Amont parking	20	1.27	0.015	0.006	44	2	0.005	7	0.1	52	41	-
Rivière des Gallets	Gué	90	0.5	0.013	0.006	45	0.2	-	7	0.1	-	-	-
Rivière Trois Bras	Amont sentier	140	0.92	0.072	0.047	170	2	-	32	-	-	-	-
Rivière des Oranges	Aval gué	70	1.16	0.028	0.009	80	4	-	10	0.1	-	-	-
Grande Rivière	Stade	30	9.91	0.852	0.487	2098	121	0.2	452	1.9	2673	270	-
Rivière Poliche	Embouchure	4	1.44	0.018	0.012	75	1	-	18	0.2	-	-	-
Rivière Lagarde	Amont pont RD 10	25	1.93	0.074	0.068	354	3	0.02	106	3.5	466	241	-
Rivière de Macouba	Are pique nique	40	5.13	0.228	0.118	777	3	0.2	169	1.4	950	185	-
Rivière Roche	Amont RD 10	75	2.72	0.215	0.072	774	48	3.6	135	8.5	969	356	-
Rivière Hackeert	Amont STEP	50	1.31	0.084	0.01	449	1	0.5	17	0.2	468	368	-
Rivière de Basse Pointe	Côte 22	22	4.99	0.121	0.023	510	24	0.005	33	0.5	567	114	-
Rivière Pouquet	Pont RD 21	80	5.96	0.473	0.227	896	11	0.1	296	2.7	1206	202	-
Rivière Fétaise	Parking	80	4.6	0.633	0.276	2128	52	1.9	286	6.5	2475	538	-
Rivière Ravine	Pont Rav. Adinet	345	0.48	0.01	sec	35	0.4	-	8	8	-	-	-
Rivière Blanche	Amont pont RN 3	340	1.08	0.025	0.006	72	0.3	-	4	0.05	-	-	-
Rivière Cloche	Pont RN 3	420	0.5	0	0	36	0.4	-	4	0.1	-	-	-
Rivière Moulin	Barriérale	320	1.18	0.016	0.005	36	0.4	-	-	-	-	-	-

Conception : LALUBIE G. (2001)

L'exemple de la Rivière Roche va dans ce sens. La station de la Rivière Roche subit deux types d'activités favorisant les particules (MES) dans les écoulements (tableau A2-10). Juste en amont de la station et pendant 1,5 km, les escarpements rocheux bordant le lit s'élargissent et surtout, leurs pentes deviennent cultivables. Les bananeraies descendant jusque dans le pseudo lit majeur. Dans cette vallée élargie et au relief plus doux, des bâtiments d'une habitation agricole (hangar de conditionnement des bananes et rhumerie) sont implantés. Les mesures effectuées pendant la période d'activité de la distillerie (carême) révèlent des valeurs de substances dissoutes et de M.E.S. les plus élevées. On voit donc bien l'influence des activités anthropiques sur les transports solides quotidiens.

La concentration de 6,5 g.m⁻³ de la Rivière Lagarde, pendant l'étiage, peut être expliquée par la présence de deux sources froides minéralisées, un peu plus en amont de la station de mesure (BARAT A. 1984). Peut-être aussi que des animaux (des porcs) divagaients-ils à l'amont de la station comme cela peut se rencontrer parfois en carême, où le risque de crue reste très faible.

La valeur élevée des M.E.S. pendant le carême, à la Rivière de l'Anse Céron, est peut-être due aux recyclages des eaux des bassins d'élevage d'écrevisses. L'eau se charge en effet de matières organiques par les débris de nourriture, par les déjections des animaux élevés et par les algues planctoniques qui peuvent se développer dans les eaux stagnantes des bassins.

En ce qui concerne les résultats de charriage des sables et des pences, les valeurs ne sont pas nombreuses et très disparates. Elles vont de 0,2 à 154.10³.g.s⁻¹. Les valeurs élevées de la Rivière Roche et de la Rivière Hackaert, confirment les observations faites sur le terrain, c'est-à-dire un charriage bien plus important que sur les autres cours d'eau. La pente et le débit important de la Rivière Falaise peuvent expliquer la forte valeur de charriage mesurée.

L'utilisation de l'échantillonneur (figure A2-13) ne fut pas aisée. Compte tenu de l'hétérogénéité de la granulométrie du fond du lit dans les faciès où les écoulements sont rapides, et du profil en travers des lits mouillés en V, il était souvent délicat de trouver un emplacement adéquat pour installer l'échantillonneur. L'échantillonnage devait se réaliser dans des faciès plats, sans galets proéminents, à fond plat afin que les sables charriés ne passent pas en dessous et aux lames d'eau assez rapides mais pas trop pour éviter les turbulences. Il fallait aussi déposer la nasse sans perturber le fond à l'amont et proche de l'entrée de la nasse. L'idéal pour ce dispositif était d'avoir un lit bétonné sous un pont ou sur un gué. L'échantillonneur avait aussi le défaut d'être encombrant et suffisamment lourd pour ne pas pouvoir être transporté sur des distances supérieures à plusieurs centaines de mètres. BOIS P. (1989) fait une analyse bibliographique critique des différents essais de prélèvement du charriage par échantillonneur, en système fluvial. Il arrive à la conclusion que les masses des échantillons varient de 1 à 4 en fonction des prélèvements et varient de même ordre en fonction de l'échantillonneur. Il préconise de multiplier les échantillonnages à une vingtaine d'échantillons pour réduire l'erreur à moins de 40%. Il va donc sans dire que sans les adaptations nécessaires de l'appareillage, sans la prise en mains indispensable dans l'utilisation, sans l'amélioration dans le choix des emplacements et sans de multiples répétitions, nos mesures ne peuvent être garanties ne serait-ce que comme ordre de grandeur. Elles seront quand même utilisées pour calculer les flux solides dans les cours d'eau à titre indicatif. Nous pensons qu'il est important de mesurer ce charriage de particules fines en régime normal dans la balance sédimentaire, car il prend une place non négligeable. Des perfectionnements pourraient être apportés à l'échantillonneur (figure A2-13). L'amélioration viendrait premièrement de la réduction de la largeur de l'entrée des lames d'eau pour éviter les refoulements quand le courant est rapide. La seconde serait de reculer l'entrée des lames d'eau par rapport à la base du matériel afin d'éviter que les turbulences provoquées soulèvent le substrat.

Les quantités écoulées sur l'année ont été calculées avec, comme hypothèses :

- les écoulements de base durent les trois quarts de l'année, soit 274 jours ;
- le charriage des sables et pences est absent en débit d'étiage.

Nous rappelons que les crues n'ont pas été intégrées dans les quantités de matériaux solides calculées dans le tableau A2-11.

On s'aperçoit que certaines valeurs de charriage (tableau A2-11) sont incohérentes. En effet, les 5 kg.an⁻¹, charriés pendant l'hivernage pour la Rivière de l'Anse Couleuvre ou la Rivière de Basse Pointe, sont trop faibles pour refléter la réalité. Il faudrait améliorer et multiplier les mesures de charriage des sables et des pences pour avoir des résultats plus fiables.

D'après nos valeurs (tableau A2-11), le charriage intervient donc peu dans les transports solides hors crue. Les M.E.S. interviennent aussi pour un faible pourcentage dans le volume annuel de solides transportés hors crue. Toujours d'après les résultats du tableau A2-11, les matières dissoutes contribuent le plus au transport solide hors crue. Mais les substances dissoutes totales mesurées ne contiennent pas que les minéraux prélevés au bassin versant. Elles englobent aussi les substances dissoutes de la pluie, les pollutions et les produits de décomposition de la matière organique. Il nous est impossible de différencier les deux dernières, des minéraux du bassin versant. Nos valeurs de transports de matériaux solides spécifiques, hors crues, varient de 1 à 10 selon les cours d'eau (tableau A2-11). Ils vont de 41 à 538 tonnes par km² et par an. Les cours d'eau, dont le transport solide en régime normal est le plus élevé, sont la Rivière Falaise et, dans une moindre mesure, la Rivière Roche et la Rivière Hackaert. En considérant la masse volumique des matériaux à 2,6.10³.kg.m⁻³ et la porosité des sols à 20%, on obtient une ablation, hors phénomène de crue, allant de 0,02 à 0,26 mm par an. Rappelons que ces valeurs ne sont nullement représentatives en raison de l'absence de répétition d'échantillonnage.

A2- 3. Les caractéristiques hydrologiques du massif de la Montagne

Le manque de couverture en mesures hydrologiques est manifeste pour les bassins versants du massif de la Montagne Pelée: quelques pluviomètres et pas encore de donnée limnigraphique. En revanche, de nombreux jaugeages volants ont été effectués pendant les périodes de carême, par l'IRD durant 25 ans (1970-1993). D'autres ont aussi été effectués par la DIREN (par nos soins) pendant la campagne physico-chimique de 1993-1994 et le carême 1995. Enfin, pour la présente étude, des jaugeages volants ont été entrepris sur les vingt-huit cours d'eau (tableau A2-13).

A2- 3.1. Les caractéristiques pluviométriques

A2- 3.1.1. La pluviométrie mensuelle

Quelle que soit l'altitude, les précipitations mensuelles sont moins importantes pour les mois de carême, soit de février à mai. Ce caractère est accentué pour le flanc sous le vent du relief où le rapport entre les pluies d'hivernage et les pluies de carême peut atteindre jusqu'à 6 sous le sommet de la Pelée.

Tableau A2-12. Répartition saisonnière des hauteurs de précipitations, en %, sur la Montagne Pelée

Station	Février. –Avril Carême	Mai -Juillet	Août- Octobre Hivernage	Novembre - Janvier
Morne Rouge	18 %	25 %	30 %	27 %
Basse Pointe	16 %	20 %	38 %	26 %
Saint Pierre	12 %	13 %	37 %	28 %

Conception : LALUBIE G. (2002)

Source : ALBERT P. *et al.*, (2000)

Selon Météo France (ALBERT P. *et al.*, 2000), le record mensuel fut de 1 388 mm en novembre 1996 au Morne Rouge. En temps normal, pendant l'hivernage, il tombe tout de même sur cette commune environ 500 mm par mois. Les précipitations mensuelles y restent supérieures à 300 mm pendant le carême. Sur la côte, les précipitations mensuelles sont comprises entre 200 et 300 mm pendant l'hivernage, mais baissent jusqu'à 100 mm pendant les mois de carême. Excepté pendant le mois de janvier, les précipitations sont un peu plus modestes à Saint Pierre (sous le vent) qu'à Basse Pointe.

Tableau A2-13. Les débits mesurés en novembre 2000 et avril 2001

Cours d'eau	Station	Altitude station (m)	surface bv (km ²)	débit moyen (m ³ .s ⁻¹)	Débit étage (m ³ .s ⁻¹)	Débit moy. spécifique Q _{spécifoy} (10 ⁻³ .m ³ .s ⁻¹ .km ⁻²)	Débit d'étage spécifique Q _{spécet} (10 ⁻³ .m ³ .s ⁻¹ .km ⁻²)	Rapport Q _{spécet} /Q _{spécifoy} (10 ⁻³ .m ³ .s ⁻¹ .km ⁻²)	Conductivité moyen (µS.cm ⁻¹)	Conductivité étage (µS.cm ⁻¹)	Prise d'eau	
Rivière Roxelane	Pont RD 10	95	6,63	0,443	0,227	66,8	34,2	0,5	183	160	oui	
Rivière des Pères	Amont carrière	74	5,95	0,443	0,031	s	5,2	Moy	s	144	oui	
Rivière Sèche	Côte 30	30	5,46	0,031	sec	s	19,2	s	s	s	oui	
Rivière Claire	Côte 15	15	3,03	0,031	sec	s	34,5	s	s	s	non	
Ravine Fond Canonville	Amont gué	5	2,46	0,022	sec	s	5,8	Ecart	s	s	non	
Rivière Pointe Lamare	Amont quartier	20	3,82	0,022	sec	s	14,5	type	s	352	oui	
Ravine Pierre Akar	Côte 40	40	1,91	0,022	sec	s	30,7	type	s	s	non	
Rivière du Pêcheur	Fin chemin	80	5,77	0,179	0,104	31,0	18,0	0,6	163	163	non	
Ravine Démate	Côte 20	20	0,88	0,022	sec	s	s	s	s	s	non	
Ravine Anse Belleville	Côte 23	23	1,46	0,022	sec	s	s	s	s	s	non	
Rivière Anse Céron	Elevage écrevisses	10	5,54	0,138	0,055	24,9	Moy	0,4	150	180	oui	
Rivière Anse Couleuvre	Amont parking	20	1,27	0,015	0,006	11,8	41,8	22,4	191	150	non	
Ravine des Galets	Gué	90	0,5	0,013	0,006	26,0	12,0	0,5	154	154	non	
Rivière Trois Bras	Amont sentier	140	0,92	0,072	0,047	78,3	Ecart	0,7	51,1	102	non	
Rivière des Oranges	Aval gué	70	1,16	0,028	0,009	24,1	type	0,3	174	251	non	
Grande Rivière	Stade	30	9,91	0,852	0,487	86,0	31,7	21,6	0,6	122	155	oui
Rivière Potiche	Embouchure	4	1,44	0,018	0,012	12,5	8,3	0,7	220	248	non	
Rivière Lagarde	Amont pont RD 10	25	1,93	0,074	0,068	38,3	35,2	0,9	235	243	oui	
Rivière de Macouba	Aire pique nique	40	5,13	0,228	0,118	44,4	Moy	0,5	148	182	oui	
Rivière Roche	Amont RD 10	75	2,72	0,215	0,072	79,0	48,8	26,5	0,3	153	230	oui
Rivière Hackant	Amont STEP	50	1,31	0,084	0,01	64,1	7,6	0,1	207	179	oui	
Rivière de Basse Pointe	Côte 22	22	4,99	0,121	0,023	24,2	4,6	0,2	38,1	228	non	
Rivière Pocquet	Pont RD 21	80	5,96	0,473	0,227	79,4	Ecart	0,5	144	165	oui	
Rivière Falaise	Parking	80	4,6	0,633	0,276	137,6	type	0,4	153	181	non	
Rivière Ravine	Pont Rav. Adinet	345	0,48	0,01	sec	20,8	38,3	s	157	s	non	
Rivière Blanche	Amont pont RN 3	340	1,08	0,025	0,006	23,1	5,6	0,2	126	105	non	
Rivière Cloche	Pont RN 3	420	0,5	,	0	,	0	0,3	109	147	non	
Rivière Moulin	Bananeraie	320	1,18	0,016	0,005	13,6	4,2	,			oui	

Conception : LALUBIE G. (2002)

A2- 3.1.2. La pluviométrie journalière

En altitude (Morne Rouge), pendant 288 jours, il pleut au moins 1 mm quotidien. Pendant 48 jours par an, il pleut au moins 30 mm de pluie quotidienne. Aux faibles altitudes, un jour sur deux, il pleut au moins 1 mm.

A2- 3.1.3. Les averses

A2- 3.1.3.1. Les averses utiles ou transparentes

Les averses doivent dépasser une certaine intensité, une certaine durée et un certain cumul pour provoquer une réponse du cours d'eau. En dessous de ces seuils, les averses sont transparentes pour le ruissellement.

La durée d'une averse, pour faire réagir un cours d'eau, est nommée durée de pluie "utile". Elle est proportionnelle à la surface du bassin versant. Selon MEUNIER M. (1999), qui a repris les données de GUISCAFRE J. *et al.* (1976), elle est égale à :

$$T_p = 0,13 \cdot S^{0,65}$$

Avec T_p = Temps de pluie utile (h)
 S = Surface du bassin versant (km^2)

GRAFF B. (2004), en ayant comparé de nombreux couples hiéogrammes - hydrogrammes de trois bassins versants des Pitons du Carbet (4, 13 et 16 km^2), considère que les pertes initiales de pluie sont proportionnelles au cumul de l'averse :

$$X_2 = 0,17 \cdot P_t$$

Avec X_2 = Seuil de pluie avant ruissellement (mm)
 P_t = Cumul de l'averse (mm)

Cela paraît bien curieux que le seuil, avant ruissellement, dépende de la durée et de l'intensité de l'averse en son entier, alors que c'est au début de celle-ci que se situe la rétention de l'eau par l'absorption du sol et le remplissage des petites dépressions. Cela traduirait donc une similitude des durées et des intensités des averses en Martinique. Nous ne partageons pas forcément cette vision.

A2- 3.1.3.2. Les modèles de GUISCAFRE J. *et al.* (1976)

Les pluies ont été étudiées statistiquement par GUISCAFRE J. *et al.* (1976) et formulées par une loi de puissance.

Les pluies inférieures à 24 heures sont données pour le nord de la Martinique par les formules suivantes (GUISCAFRE J. *et al.* 1976) :

$$(1) P_t = d^{0,35} \cdot 55 \cdot T_{rec}^{0,25} \quad \text{pour } P_{annuelle} > 3500 \text{ mm}$$

$$(1) P_t = d^{0,30} \cdot 50 \cdot T_{rec}^{0,25} \quad \text{pour } 2500 \text{ mm} < P_{annuelle} < 3500 \text{ mm et sous le vent}$$

$$(1) P_t = d^{0,27} \cdot 45 \cdot T_{rec}^{0,25} \quad \text{pour } P_{annuelle} < 2500 \text{ mm}$$

Pour les averses d'une durée inférieure à 1 heure, GUISCAFRE J. *et al.* (1976) propose la formule suivante :

$$(2) \quad Pt = d^{0,62} \cdot 55 \cdot T_{rec}^{[0,22+(0,07 \cdot \log d)]}$$

Avec Pt = Cumul de l'averse (mm)
 d = Durée de l'averse (h)
 T_{rec} = Durée de retour (année)

Les formules sont simples d'emploi, mais il ne faut pas se tromper dans le choix de celles-ci. Les écarts pour une pluie d'une heure, entre la formule "inférieur à une heure" (2) et les autres (1), sont assez peu significatifs (variation de 2 à 4 ans de récurrence pour une pluie de 100 mm en une heure).

A2- 3.1.3.3. Le modèle de MEUNIER M. (1999)

MEUNIER M. (1999) propose l'utilisation de la loi de Gumbel ajustée avec comme variable la pluie annuelle, la durée de l'averse et le temps de retour. Cela donne :

$$Pt = X_0 + g \cdot \{-\ln[-\ln(1-(1/T_{rec}))]\}$$

où $X_0 = [(0,0045 \cdot P_{an}) + 28] \cdot d^{(0,45 - 0,04 \cdot \ln d)}$ représente le paramètre de position

et $g = [(0,0006 \cdot P_{an}) + 11] \cdot d^{(0,55 - 0,04 \cdot \ln d)}$ représente le gradex

Avec Pt = Cumul de l'averse (mm)
 d = Durée de l'averse (h) comprise entre 0,08 et 24 heures
 T_{rec} = Durée de retour (année) comprise entre 2 et 100 ans
 P_{an} = Pluie annuelle (mm)

A2- 3.1.3.4. Comparaison des formules

Nous allons comparer les deux formules avec les chiffres donnés par le pluviomètre du Morne des Cadets à Fond Saint-Denis (pluviométrie annuelle de 2950 mm) repris dans ALBERT P. *et al.* (1999).

Tableau A2-14. Volume précipité (en mm) à la station Morne des Cadets à Fond-Saint-Denis, en fonction de la durée de retour, de la durée de l'averse et de la formule utilisée

Durée.averse	0,5 h		1 h			12 h		24 h			
Formule	Gui.	Meu.	Alb.	Gui.	Meu.	Gui.	Meu.	Alb.	Gui.	Meu.	
Durée retour	2 ans	41	33	46	59	45	125	113	118	154	133
	10 ans	57	48	76	89	70	187	186	200	230	225
	50 ans	78	63	98	133	91	280	251	275	344	306
	100 ans	89	69		158	100	333	279		410	340

Alb. : ALBERT P. *et al.* (1999)., Gui. : GUISCAFRE J. *et al.* (1976), Meu. : MEUNIER M. (1999)

Conception : LALUBIE G. (2007)

Source : GUISCAFRE J. *et al.* (1976), MEUNIER M. (1999), ALBERT P. *et al.*, (2000)

Nous voyons dans le tableau A2-14 que les écarts de pluviométrie, calculés entre la formule de MEUNIER M. et les données de ALBERT P., sont très faibles. Les formules de GUISCAFRE J. surestiment les volumes de pluie de 10 - 20 % par rapport aux formules de MEUNIER M. Notre modeste expérience des phénomènes pluvieux martiniquais, nous aurait incité à préférer les valeurs de

GUICAFRE J, mais la plus grande concordance des valeurs de MEUNIER M. et de ALBERT P. nous interpelle. Nous ne prenons donc pas partie dans le choix pour une des deux formules... Le record de la Martinique est de 578 mm en 24 heures à la station Bassignac à Trinité le 21 août 1970, pendant la tempête tropicale Dorothy.

A2- 3.2. Le débit de base

Des jaugeages effectués et de l'observation des débits au cours de nombreuses visites, il ressort globalement que les cours peuvent être rangés en trois catégories :

- les cours d'eau à sec, Rivière Sèche, Rivière Claire, Ravine Fond Canonville, Ravine Pierre Akar, Ravine Démare, Ravine Anse Belleville et Rivière Ravine (uniquement en carême) ;

- les cours d'eau au débit moyen réduit à quelques dizaines de litres par seconde, pour Rivière des Pères, Rivière Pointe Lamare, Rivière Anse Couleuvre, Ravine des Galets, Rivière des Oranges, Rivière Potiche, Rivière Lagarde, Rivière Roche, Rivière Hackaert, Rivière Blanche, Rivière Cloche et Rivière Moulin. Le débit de Rivière des Pères est radicalement perturbé par la prise d'eau située à 70 m d'altitude. A part la Rivière des Pères et la Rivière de la Pointe Lamare, ces cours d'eau ont tous un bassin versant de surface réduite. Bien que très faible, le débit de ces cours d'eau, au cours du carême, est assuré (parfois par intermittence) par des suintements et des sources, présents au fond du lit ;

- les cours d'eau importants aux débits moyens compris entre plusieurs centaines de litres à un m^3 par seconde, Rivière Roxelane, Rivière du Prêcheur, Rivière Anse Céron, Rivière Trois Bras, Grande Rivière, Rivière de Macouba, Rivière de Basse Pointe, Rivière Pocquet et Rivière Falaise. Pendant le carême, le débit de Rivière du Prêcheur, Rivière Anse Céron, Rivière Trois Bras et Rivière de Basse Pointe chute particulièrement. Contrairement à celle de Rivière de Basse Pointe, les prises d'eau de Rivière Roxelane, Grande Rivière et Rivière de Macouba ne semblent pas trop perturber le débit d'étiage.

Un point commun remarquable s'applique à tous les cours d'eau du flanc caraïbe prenant leurs sources sous le sommet de la Pelée. En tête de bassin versant, leurs débits commencent par augmenter vers l'aval, puis à partir d'une certaine altitude (entre 400 et 600 m), dépendant essentiellement du substrat géologique et de l'effet de Fœhn, le débit spécifique a tendance à diminuer (MARRAS P. 1997). Enfin, plus en aval encore (entre 0 et 300 m), le débit peut purement et simplement s'annuler avant d'atteindre l'embouchure. Malgré des sources pérennes tout au long de ces cours d'eau, le début et la fin de l'écoulement ne sont pas constants au cours de l'année, ni au cours d'une journée. En effet, le début de l'écoulement dépend de la pluviométrie ainsi que de l'état de saturation des sols. Il en est de même pour la fin de l'écoulement, mais celle-ci dépend en outre de l'ensoleillement du lit. Ainsi peut-on observer remonter l'extinction de l'écoulement de plus de 20 mètres dans le cours, entre 10 et 11 heures du matin (par exemple Rivière Claire le 14/04/00).

Les débits spécifiques mesurés en écoulement de base sont compris entre 0 et $137 L.s^{-1}.km^{-2}$. A part la Rivière de Basse Pointe, les débits spécifiques des grands cours d'eau, lesquels prennent leur source au sommet du volcan, sont les plus importants. Les Rivières Roche et Hackaert ont aussi des débits de bases spécifiques élevés par rapport à la moyenne des petits cours d'eau.

A2- 3.3. Les débits d'étiage

Sur le graphe n° 65 de GUISCRAFE J. et al. (1976), les débits minimaux des cours d'eau pendant le carême sont relativement corrélés avec la hauteur de pluie bimensuelle. Ainsi, si les précipitations bimensuelles sont de 0,5 ou 1,5 fois supérieures à la valeur moyenne interannuelle, le cours d'eau aura un débit minimal 0,7 à 1,3 fois au débit d'étiage moyen interannuel. Ce décalage entre les pluies et les débits minimaux se retrouve dans la position de l'étiage absolu dans l'année. Ils sont les plus fréquents dans les mois de mai et juin, alors que les pluies ont déjà repris (GUISCRAFE J. et al. 1976). La fréquence des débits minimaux est grossièrement la même au mois de juillet (en début d'hivernage) qu'au mois de mars ou d'avril, (en plein carême). Les débits minimaux en début de saison des pluies interviennent lors d'une période de beau temps durant plus d'une semaine, où l'évapotranspiration est maximale (redémarrage du cycle végétatif des plantes, soleil au zénith).

Selon MARRAS P. (1997), le débit d'étiage de la Grande Rivière représente près de 85 % de ses écoulements annuels (module). Cette proportion très importante ne peut pas être directement transposée aux autres cours d'eau de la région du Conil, car ceux-ci ont des bassins versants de taille beaucoup plus réduite ainsi qu'une courbe hypsométrique moins prononcée pour les altitudes élevées. En revanche, les cours d'eau du flanc atlantique ont un débit d'étiage qui ne représente plus qu'une part comprise entre 10 et 40 % du module. Les prélèvements supplémentaires en carême devront donc être strictement contrôlés pour ne pas assécher définitivement le cours d'eau. Seules Rivière Pocquet et Rivière Falaise semblent garder un débit d'étiage soutenu qui représente une part importante du module.

Si les grands cours d'eau du flanc caraïbe ont la particularité d'avoir leur débit (comme leur débit spécifique, $m^3.s^{-1}.km^{-2}$) qui diminue vers l'aval, en altitude, les cours d'eau ont un débit d'étiage spécifique relativement important, compris entre 15 et 35 $L.s^{-1}.km^{-2}$, représentant les deux tiers du module (MARRAS P. 1997).

Nos jaugeages montrent des débits d'étiages assez faibles avec des débits d'étiages spécifiques compris entre 20 et $30.10^{-3} m^3.s^{-1}$. Le rapport entre le débit spécifique en écoulement de base et le débit spécifique en étiage (tableau A2-11) sont plutôt compris entre 0,4 et 0,7. On peut noter les exceptions de la Rivière des Oranges, de la Rivière de Basse Pointe, de la Rivière Roche, de la Rivière Hackaert et des petits affluents de la Rivière Capot qui ont aussi ce même rapport de 0,2 - 0,3. A l'inverse, il atteint 0,9 pour la Rivière Lagarde. Ce taux très élevé n'est pas expliqué, mais peut avoir son origine dans les perturbations hydrologiques causées par la prise d'eau. En effet, comme nous le voyons dans le tableau A2-11, la majorité des cours d'eau du flanc Atlantique ont des prises d'eau dont on ne connaît pas les prélèvements exacts, faute de mesure.

Les étiages caractéristiques tels que les débits minimums se caractérisent par des variations interannuelles assez réduites. Pour comparer les étiages, il convient alors mieux de parler en terme de "débit-durée", plutôt qu'en valeurs ponctuelles extrêmes (GUISCRAFE J. et al 1976).

A2- 3.4. Les crues

Plusieurs études hydrologiques (ARNAUD P. 2006, GRAFF B. 2004, MEUNIER M. 1999 et GUISCRAFE J. et al. 1976) ont été réalisées. Les auteurs ont dû caler leurs modèles sur les quelques cours d'eau ayant des données hydrologiques viables (La Rivière Lézarde et la Rivière Capot essentiellement). Ces modèles ont été réalisés pour les torrents du nord de la Martinique, aux bassins versants allant de 4 à 65 km^2 et pour des précipitations durant de 5 minutes à 24 heures (sauf pour ARNAUD P. 2006). Les auteurs les considèrent également valables pour les torrents du massif de la Montagne Pelée. Pour notre part, nous estimons que les modèles proposés sont sûrement applicables pour les cours d'eau du Mont Conil, aux bassins versants similaires à ceux des Pitons du Carbet. Certains facteurs à caractère volcanique nous incitent à penser que les modèles doivent être moins précis pour les cours d'eau du flanc Atlantique et Caraïbe. Aucune mesure débitmétrique n'ayant été réalisée autour de la Pelée, nous ne pourrons pas confirmer ou infirmer ces suppositions.

Nous allons confronter les différentes formules et commenter les tendances des valeurs caractéristiques et des hydrogrammes calculés pour ces trois modèles.

A2- 3.4.1. Les montées en crue

GRAFF B. (2004) et MEUNIER M. (1999) observent le même temps de montée des crues selon que l'averse soit brève, intense et isolée, ou selon que les précipitations soient longues et peu intenses. Ils le situent aux alentours de 0,5 heure pour les bassins versants torrentiels des Pitons du Carbet. Ces auteurs justifient ce temps de montée constant du fait de la capacité d'infiltration importante des sols et des fortes pentes des versants, ce qui entraîne un temps de rassemblement des résurgences dans le réseau hydrographique assez constant. De plus, l'exiguïté des bassins versants impose un temps de propagation court. Enfin, les fortes pentes des cours d'eau limitent la déformation des hydrogrammes.

GUISCRAFE J. *et al.* (1976) font les mêmes observations d'indépendance vis-à-vis des précipitations, car ils relient uniquement le temps de montée des crues avec la superficie du bassin versant. Ils lisent le temps de montée sur un abaque (figure A2-12). MEUNIER M. (1999) a formulé le temps de montée en crue à partir de l'abaque de GUISCRAFE J. et al (1976) par :

$$Tm = 0,33 \cdot S^{0.2}$$

Avec Tm = Temps de montée en crue (h)
 S = Surface du bassin versant (km^2)

Cela donne pour l'échantillon des bassins versants du massif des temps de montée en crues allant de 20 à 30 minutes selon les auteurs (tableau A2-15). Il est difficile de trancher sur un chiffre sûr pour le temps de montée en crue.

Figure A2-12) Abaque permettant de déterminer les variables a, b et Tm

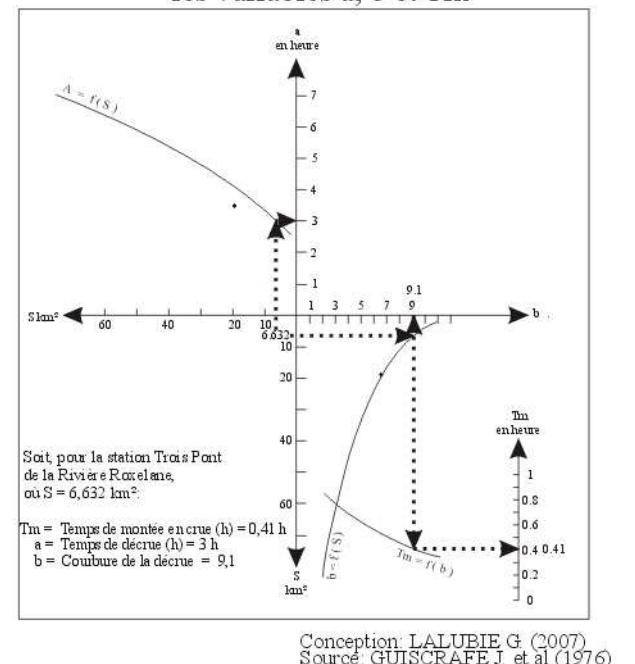


Tableau A2-15. Les temps de montée en crue calculés, en heure, en fonction de la superficie du bassin versant

Superficie BV (km^2)	1	5	10
Guiscrafe (abaque)	0,38	0,39	0,45
Guiscrafe (formule Meunier)	0,33	0,45	0,52
Meunier	0,5	0,5	0,5
Graff	0,42	0,42	0,5

Conception : LALUBIE G. (2007)

Source : GUISCAFRE J. *et al.* (1976), MEUNIER M. (1999), GRAFF B. (2004)

On peut donner une fourchette de 25 à 30 minutes, avec l'exemple que nous prenons du sous-bassin versant de la Rivière Roxelane, la station de Trois Ponts (figure A2-12).

A2- 3.4.2. Les débits de pointes

Le débit de pointe est le débit maximal durant une crue. Il est défini par une formule très répandue qui relie le cumul de pluie et la surface du bassin versant. C'est la **méthode dite rationnelle**.

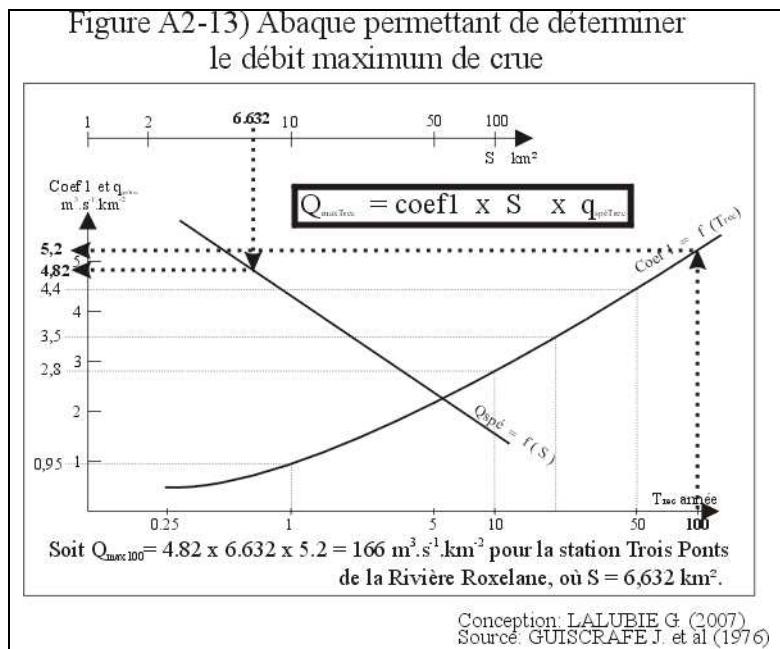
$$Q_{\max} = C \cdot S \cdot Pt / (3,6 \cdot Tc)$$

Avec $Q_{\max Trec}$ = Débit maximal ($m^3 \cdot s^{-1}$)
 S = Surface du bassin versant (km^2)
 C = Coefficient de ruissellement
 Pt = Cumul de l'averse (mm)
 Tc = Temps de concentration (h)

On peut raisonnablement penser que, pour des pluies au cumul similaire, mais avec les intensités maximales en fin d'averse, les crues seront plus fortes que si les intensités élevées sont en début d'événement (GRAFF B. 2004).

GUISCRAFE J. *et al.* (1976) émettent des hypothèses un peu différentes, car ils relient le débit de pointe de crue à la superficie du bassin versant et à la durée de retour de l'évènement.

Ils lisent le débit de pointe sur un abaque (figure A2-13), pour les bassins versants supérieurs à 4 km². MEUNIER M. (1999) a formulé cet abaque selon la formule :



$$Q_{\max Trec} = [6,8 - (2,55 \cdot \log S)] \cdot [1 + (1,8 \cdot (\log T_{rec})^{1,25})] \cdot S$$

Avec $Q_{\max Trec}$ = Débit maximal ($m^3.s^{-1}$)
 S = Surface du bassin versant (km^2)
 T_{rec} = Durée de retour (année)

MEUNIER M. (1999), quant à lui, utilise l'équation suivante pour le modèle statistique QdF.

$$Q_{\max Trec} = Q_{moy(d)} \cdot \{ 1 + [0,333 \cdot (d / D)^{1,15}] \}$$

Avec $Q_{\max Trec}$ = Débit maximal ($m^3.s^{-1}$)
 $Q_{moy(d)}$ = Débit moyen ($m^3.s^{-1}$) pendant une durée (déterminé plus loin § A2- 3.4.3.3.1)
 d = La durée où l'on a $Q_{moy(d)}$ (h)
 D = Durée caractéristique du bassin versant = $0,25 + (0,15 \cdot S^{0,6})$ en heure
 S = Surface du bassin versant (km^2)
 T_{rec} = Durée de retour (année)

La base de données SHYPRE (ARNAUD P. 2006) indique directement le résultat en cliquant sur l'exutoire du bassin versant (voir plus loin § A2- 3.4.3.5)

L'abaque de GUISCRAFE J. *et al.* (1976), formulé par MEUNIER M. (1999), très simple d'emploi, donne les débits de pointe moyens. Il sera utilisé pour estimer les débits maximaux des vingt-huit cours d'eau peléens (tableau A2-03).

A2- 3.4.3. L'hydrogramme de crue et les volumes de crue

Quatre modèles sont à notre disposition pour estimer l'hydrogramme de crue. Celui de GUISCRAFE J. *et al* (1976) et un premier de MEUNIER M. (1999) donnent des hydrogrammes théoriques en fonction du temps de récurrence de l'évènement et de la surface du bassin versant. Le second modèle de MEUNIER M. (1999) et celui de GRAFF B. (2004), déterminent l'hydrogramme en fonction du hyéogramme théorique ou réel. Du modèle de GRAFF B. (2004) sont sorties les valeurs obtenues de

la base de donnée SHYPRE (ARNAUD P. 2006) qui indique directement le résultat en cliquant sur l'exutoire du bassin versant (voir plus loin § A2- 3.4.3.5)

A2- 3.4.3.1. La méthode rationnelle

La méthode rationnelle admet un hydrogramme triangulaire au temps de montée en crue (Tm) égal au temps de concentration du bassin versant (Tc) et un temps de base (Tb) correspondant au double (2.Tc).

A2- 3.4.3.2. Le modèle de GUISCRAGE J. et al (1976)

L'hydrogramme de crue est calculé par GUISCRAGE J. et al (1976) à partir des formules suivantes :

a) Débit de montée de crue, considéré comme une droite, avec à chaque instant t_i :

$$Q_{ti} = Q_{maxTrec} \cdot (t_i / Tm)$$

b) Débit de décrue à l'instant t_i (jusqu'à $t_i = a$) :

$$Q_{ti} = Q_{maxTrec} \cdot [(a - t_i) / (a + (b \cdot t_i))]$$

Avec Q_{ti} = Débit ($m^3.s^{-1}$) à l'instant t_i

$Q_{maxTrec}$ = Débit maximal ($m^3.s^{-1}$)

Tm = Temps de montée en crue (h) = $0,33 \cdot S^{0,2}$

a = Temps de décrue (h) = $1,25 \cdot S^{0,4}$

b = Courbure de la décrue = $10 \cdot e^{(-0,02 \cdot S)}$, plus b est grand, plus la décrue est rapide

t_i = Instant i considéré (h)

T_{rec} = Durée de retour (année)

Dans GUISCRAGE J. et al (1976), les variables a et b sont déterminées sur un abaque (figure A2-12), mais MEUNIER M. (1999) les a reformulées pour être plus faciles d'emploi.

c) L'hydrogramme, selon GUISCRAGE J. et al (1976), n'est donc pas relié dans le temps au hiéogramme. Il fournit simplement le volume de la crue en fonction de la durée de retour. Ce dernier est calculé en additionnant le volume de montée en crue et celui de la descente de crue :

$$Vol_{Trec} = (Q_{maxTrec} \cdot 3600 \cdot Tm / 2) + \sum_{(jusqu'à t_i = a)} [(Q_{ti} + Q_{ti+1}) \cdot (t_{i+1} - t_i) / 2]$$

Avec Vol_{Trec} = Volume de la crue (m^3) en fonction de la durée de retour

Q_{ti} = Débit ($m^3.s^{-1}$) à l'instant t_i

$Q_{maxTrec}$ = Débit maximal ($m^3.s^{-1}$)

Tm = Temps de montée en crue (h)

a = Temps de décrue (h) = $1,25 \cdot S^{0,4}$

t_i = Instant à convertir en seconde pour le multiplier au débit (s)

T_{rec} = Durée de retour (année)

Ce modèle est valide, selon les auteurs, pour les bassins versants du nord de la Martinique d'une superficie comprise entre 4 et 60 km² et pour un temps de récurrence compris entre 0,25 et 100 ans.

A2- 3.4.3.3. Les modèles de MEUNIER M. (1999)

Pour MEUNIER M. (1999), l'hydrogramme de crue est déterminé par deux méthodes distinctes : la méthode statistique et la méthode déterministe. La première utilise la méthode des modèles QdF (pour Débit, durée Fréquence) développée au CEMAGREF de Lyon (GALEA G. *et al.* 1997). La méthode déterministe permet de calculer l'hydrogramme à partir d'une pluie réelle ou imaginée.

A2- 3.4.3.3.1. Le modèle QdF Martinique

Le modèle n'est relié à la pluie que par le temps de récurrence de l'évènement. L'hydrogramme correspondant n'est donc que théorique. Pour trouver les débits de l'hydrogramme, il faut déterminer le débit moyen pour la durée de la crue avec deux formules que l'on utilisera suivant la durée de retour de l'évènement. Ici, intervient une notion représentée par D. C'est la durée caractéristique du bassin versant, ce qui correspond à sa rapidité de réponse lors d'un évènement pluvieux.

a) Comme pour le modèle de GUISCRAFE J. *et al.* (1976), le débit de montée de crue est considéré comme une droite, avec à chaque instant t_i :

$$Q_{ti} = Q_{maxTrec} \cdot (t_i / Tm)$$

Avec Q_{ti} = Débit ($m^3.s^{-1}$) à l'instant t_i
 $Q_{maxTrec}$ = Débit maximal ($m^3.s^{-1}$)
 Tm = Temps de montée en crue (h) = 0,5 heure
 t_i = Instant i considéré (h)
 T_{rec} = Durée de retour (année)

b) La descente hyperbolique de crue est obtenue par l'intermédiaire du débit moyen pour une durée donnée, qui permet de trouver le débit de pointe, puis par la détermination des débits seuils pour des durées données.

- $0,5 \text{ an} < T_{rec} < 10 \text{ ans}$:

$$Q_{moy(d)} = 0,217 \cdot \ln(10 \cdot T_{rec}) \cdot Q_{max10} \cdot \{1 / [1 + (d / (3,4 \cdot D))]\}$$

- $10 \text{ ans} < T_{rec} < 200 \text{ ans}$:

$$Q_{moy(d)} = \{1 + [0,43 \cdot \ln(1 + (0,05 \cdot (T_{rec} - 10)))]\} \cdot Q_{max10} \cdot \{1 / [1 + (d / (3,4 \cdot D))]\}$$

Avec $Q_{moy(d)}$ = Débit moyen ($m^3.s^{-1}$) pendant une durée
 Q_{max10} = Débit maximal ($m^3.s^{-1}$) de durée de retour de 10 ans = $21 \cdot S^{0,74}$
 d = La durée où l'on a $Q_{moy(d)}$ (h)
 D = Durée caractéristique du bassin versant = $0,25 + (0,15 \cdot S^{0,6})$ = durée à $Q_{max10}/2$ en h
 S = Surface du bassin versant (km^2)
 T_{rec} = Durée de retour (année)

Avec ce débit moyen pour une durée déterminée, on peut calculer le débit maximal $Q_{\text{maxTrec}} = Q_{\text{moy(d)}} \cdot \{1 + [0,333 \cdot (d / D)^{1,15}]\}$. Et enfin, avec le débit de pointe, on obtient les débits pour des durées de l'hydrogramme. En général, on calcule les débits seuil jusqu'à (3.D) et on extrapole pour faire finir l'hydrogramme à (4.D).

$$Q(di) = Q_{\text{maxTrec}} / [1 + (di / D)^{1,5}]$$

Avec $Q_{(di)}$ = Débit seuil ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) pour une durée donnée
 Q_{maxTrec} = Débit maximal ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)
 di = La durée i où on a le débit Q_{di} , allant de 0 (où $Q_{di} = Q_{\text{maxTrec}}$) à 4 D (h)
 D = Durée caractéristique du bassin versant = $0,25 + (0,15 \cdot S^{0,6})$ = durée à $Q_{\text{max10}}/2$ (h)
 S = Surface du bassin versant (km^2)
 T_{rec} = Durée de retour (année)

c) Dans cet hydrogramme théorique, MEUNIER M. (1999) calcule le volume de la crue par une formule simple, si on considère que la crue s'arrête au bout d'une durée de (4.D).

$$Vol_{\text{Trec}} = 5000 \cdot Q_{\text{maxTrec}} \cdot D$$

Avec Vol_{Trec} = Volume de la crue (m^3) en fonction de la durée de retour jusqu'à 4.D
 Q_{maxTrec} = Débit maximal ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)
 D = Durée caractéristique du bassin versant = $0,25 + (0,15 \cdot S^{0,6})$ = durée à $Q_{\text{max10}}/2$ (h)
 T_{rec} = Durée de retour (année)

Si l'on continuait l'hydrogramme jusqu'à (15.D), on aurait : $Vol_{\text{Trec}} = 6800 \cdot Q_{\text{maxTrec}} \cdot D$, soit un volume de crue supérieur à un peu plus d'un tiers. Ce modèle est valide, selon l'auteur, pour les bassins versants du nord de la Martinique d'une superficie comprise entre 4 et 60 km^2 et pour un temps de récurrence compris entre 0.5 et 200 ans. La durée de la pluie doit être comprise entre (D/2) et (5.D).

A2- 3.4.3.3.2. Le modèle déterministe

Ce modèle, proposé par MEUNIER M. (1999), contient une fonction de production appelée "type GR2" et une fonction de transfert de type hydrogramme unitaire triangulaire. L'addition des hydrogrammes unitaires donne l'hydrogramme de l'évènement.

a) La fonction de production fait intervenir la capacité d'infiltration du sol avec à chaque pas de temps Δ :

$$\Delta a_{(t)} = \Delta P_{(t)} \cdot [1 - (a_{(t)} / A)^2]$$

Avec : $\Delta a_{(t)}$ = Quantité d'eau infiltrée pendant le pas de temps ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)
 $\Delta P_{(t)}$ = Quantité de pluie tombée pendant le pas de temps ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)
 $a_{(t)}$ = Niveau du réservoir au début du pas de temps (mm)
 A = Capacité maximale du sol = 125 mm

Ce qui donne le coefficient d'écoulement à chaque pas de temps.

$$C_{P(t)} = 1 - \left(A / P_t \right) \cdot \left[\frac{[(1+Tr) / (1-Tr)] \cdot e^{[(2 \cdot P_t/A) - 1]}}{[(1+Tr) / (1-Tr)] \cdot e^{[(2 \cdot P_t/A) + 1]}} - Tr \right]$$

Avec
 $C_{P(t)}$ = Coefficient d'écoulement (%)
 P_t = Cumul de l'averse au pas de temps t (mm)
 A = Capacité d'infiltration du sol (mm) = 125 mm pour tous les sols du massif
 Tr = Taux initial (à t_0) de saturation du sol entre 0 et 1

On voit, dans ce modèle GR2, qu'il faut déterminer le taux initial de saturation du sol. En fait, l'auteur cale ce taux pour que le modèle colle au mieux avec un hydrogramme réel. On voit bien que ce taux initial de saturation du sol est très difficilement appréhendable, notamment pour les sols peu évolués sur cendres et pences de la Montagne Pelée, où il n'existe aucun hydrogramme de crue enregistré. En saison des pluies, autour de la Montagne Pelée, on doit pouvoir considérer que ce taux varie entre 0,5 et 0,99. Les sols très perméables du volcan nous incitent à penser que Tr doit rarement dépasser 0,9 avant le début d'une averse. Sur le Conil, ce taux doit pouvoir s'approcher de 1 en période de précipitations particulièrement fréquentes. En tout état de cause, l'observation des précipitations, avant l'épisode ayant engendré la crue, est indispensable. Dans l'exemple proposé plus loin, avec une pluie de 100 mm sur une heure, pour le bassin versant étudié de la Roxelane, nous prendrons un taux de remplissage de 0,65.

b) La fonction de transfert est définie par des hydrogrammes unitaires triangulaires, pour chaque pas de temps, ayant pour temps de montée en crue 0,5 heure, et pour le temps de base, (temps de montée plus temps de décrue), $T_b = (T_m + a) = 0,5 + (0,3 \cdot S^{0,6})$.

$$q_{iti} = P_{ni} \cdot 3 \cdot [(2 \cdot T_m) - t_i]^2 / (2 \cdot T_m^3)$$

Avec
 q_{iti} = Débit spécifique à l'instant t_i pour la pluie du pas de temps i ($m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$)
 P_{ni} = Intensité de pluie ($mm \cdot h^{-1}$ pendant i)
 t_i = Instant i considéré (h)
 P_{ni} = Pluie nette du pas de temps i (mm)
 T_m = Temps de montée en crue : égal à 0,5 h

c) L'hydrogramme final est obtenu par l'addition des débits pour chaque pas de temps des hydrogrammes unitaires.

$$Q_{ti} = \sum q_{iti} \cdot S$$

Avec
 Q_{ti} = Débit ($m^3 \cdot s^{-1}$) à l'instant t_i
 q_{iti} = Débit spécifique à l'instant t_i pour la pluie du pas de temps i ($m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$)
 S = Surface du bassin versant (km^2)

d) Le volume de la crue est déterminé en additionnant les volumes écoulés pour chaque pas de temps.

$$\text{Vol} = \sum [(Q_{t_i} + Q_{t_{i+1}}) \cdot (t_{i+1} - t_i) / 2]$$

Avec Vol = Volume de la crue (m^3)
 Q_{t_i} = Débit ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) à l'instant t_i
 t_i = Instant i à convertir en seconde pour le multiplier au débit (s)

Ce modèle est valide, selon l'auteur, pour les bassins versants du nord de la Martinique d'une superficie comprise entre 4 et 60 km^2 et pour un temps de récurrence compris entre 0,25 et 100 ans.

A2- 3.4.3.4. Le modèle de GRAFF B. (2004)

GRAFF B. (2004) calcule l'hydrogramme à partir des intensités de pluie sur un pas de temps i . L'addition des hydrogrammes unitaires donne l'hydrogramme de l'évènement. Cela donne, suivant deux cas :

a) Tant que les précipitations sont inférieures au seuil avant ruissellement, le débit est égal au débit de base :

$$\text{Tant que } \sum (I_{p_i} \cdot i) \} < X_2, \text{ alors } Q_{t_i} = Q_b$$

Avec I_{p_i} = Intensité de pluie (mm.h^{-1} pendant le pas de temps i)
 i = Pas de temps (h)
 X_2 = Seuil de pluie avant ruissellement (mm) = $0,17 \cdot P_t$
 P_t = Cumul de l'averse (mm)
 Q_{t_i} = Débit ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) à l'instant t_i
 Q_b = Débit de base ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)

b) Quand les précipitations ont dépassé le seuil de ruissellement, on obtient les hydrogrammes unitaires triangulaires sous la forme :

$$\text{Quand } \sum (I_{p_i} \cdot i) > X_2, \text{ alors } P_{ni} = (I_{p_i} \cdot i) \cdot C$$

. Le débit spécifique de montée de crue pour la pluie du pas de temps i à l'instant t_i :

$$q_{iti} = P_{ni} \cdot 3 \cdot t_i^2 / (2 \cdot T_m^3)$$

. Le débit spécifique de décrue pour la pluie de pas de temps i à l'instant t_i :

$$q_{iti} = P_{ni} \cdot 3 \cdot [(2 \cdot T_m) - t_i]^2 / (2 \cdot T_m^3)$$

Avec q_{iti} = Débit spécifique à l'instant t_i pour la pluie du pas de temps i ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$)
 I_{p_i} = Intensité de pluie (mm.h^{-1} pendant i)
 i = Pas de temps (h)
 P_{ni} = Pluie nette du pas de temps i (mm)
 C = Coefficient de ruissellement % : fixé à 35 % par Graff B.
 X_2 = Seuil de pluie avant ruissellement (mm) = $0,2 \cdot P_t$
 P_t = Cumul de l'averse (mm)
 T_m = Temps de montée en crue : 0.5 heure

c) Le débit de la crue à l'instant t_i devient :

$$Qt_i = \sum q_{iti} \cdot S$$

Avec Qt_i = Débit ($m^3 \cdot s^{-1}$) à l'instant t_i
 q_{iti} = Débit spécifique à l'instant t_i pour la pluie du pas de temps i ($m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$)
 S = Surface du bassin versant (km^2)

d) Le volume de la crue s'obtient donc par :

$$Vol = \sum [(Qt_i + Qt_{i+1}) \cdot (t_{i+1} - t_i) / 2]$$

Avec Vol = Volume de la crue (m^3) en fonction de la durée de retour
 Qt_i = Débit ($m^3 \cdot s^{-1}$) à l'instant t_i
 t_i = Instant à convertir en seconde pour le multiplier au débit (s)

Selon l'auteur, ce modèle est adapté au contexte hydrologique des petits bassins versants torrentiels. En Martinique, il s'applique parfaitement pour le bassin versant de 130 km^2 de la Rivière Lézarde.

A2- 3.4.3.5. La méthode SHYPRE de ARNAUD P. (2006)

La détermination des débits de crues de référence, par l'application de la méthode SHYPRE, est basée sur une information pixélisée, à l'échelle du km^2 (ARNAUD P. 2006). La transformation en débit des pluies horaires simulées pour chaque pixel, est réalisée par le modèle hydrologique GR simplifié, prenant pour base le modèle de GRAFF B. (2004). La méthode s'applique pour des pluies maximales de 1 à 72 heures et pour des périodes de retour de 2 à 100 ans.

Sur un logiciel de cartographie, par une fonction de transfert statistique (F.T.S.), sont additionnées les valeurs de débit de chaque pixel dont le centre se situe à l'intérieur des limites du bassin versant. Le résultat de ce travail est représenté par une base de données informatiques des débits de crue, de différentes durées et de différentes périodes de retour (de 2 à 100 ans), sur l'ensemble des bassins versants et sous-bassins versants (au nombre de 396) de l'île. Pour l'utilisateur, il suffit de cliquer au niveau de l'exutoire du bassin versant (sur le logiciel de cartographie) pour obtenir un tableau d'attributs donnant les débits de pointes (de fréquence 2, 5, 10, 20, 50 et 100 ans) et les débits moyens horaires (1, 2, 3... heures) pour les mêmes durées de retour.

Il ressort de ce modèle que la forte variabilité des pluies explique en grande partie la variabilité des débits. L'auteur constate, comme les autres auteurs des différents modèles, le peu d'observations instrumentales pour pouvoir effectuer les calages des modèles et proposer une régionalisation pertinente.

A2- 3.4.3.6. Les débits de pointes et volumes de crue calculés

Les débits maximaux de crue pour une durée de retour de 100 ans, calculés avec le modèle de GUISCRafe J. et al. (1976), dépassent $150 m^3 \cdot s^{-1}$ pour les plus grands bassins versants et atteignent quand même $40 m^3 \cdot s^{-1}$ pour les petits cours d'eau (tableau A2-03). Pour les crues de récurrence annuelle, les débits de pointes sont 80 % plus faibles.

Les valeurs caractéristiques des crues calculées par les différents modèles, au niveau de la station Trois Ponts, sous-bassin versant de la Rivière Roxelane, pour une averse de 100 mm en une heure, sont relativement équivalentes (appendice 3, § A3-4, tableau A3-09 et figure A3-19).

A2- 3.5. Le coefficient de ruissellement

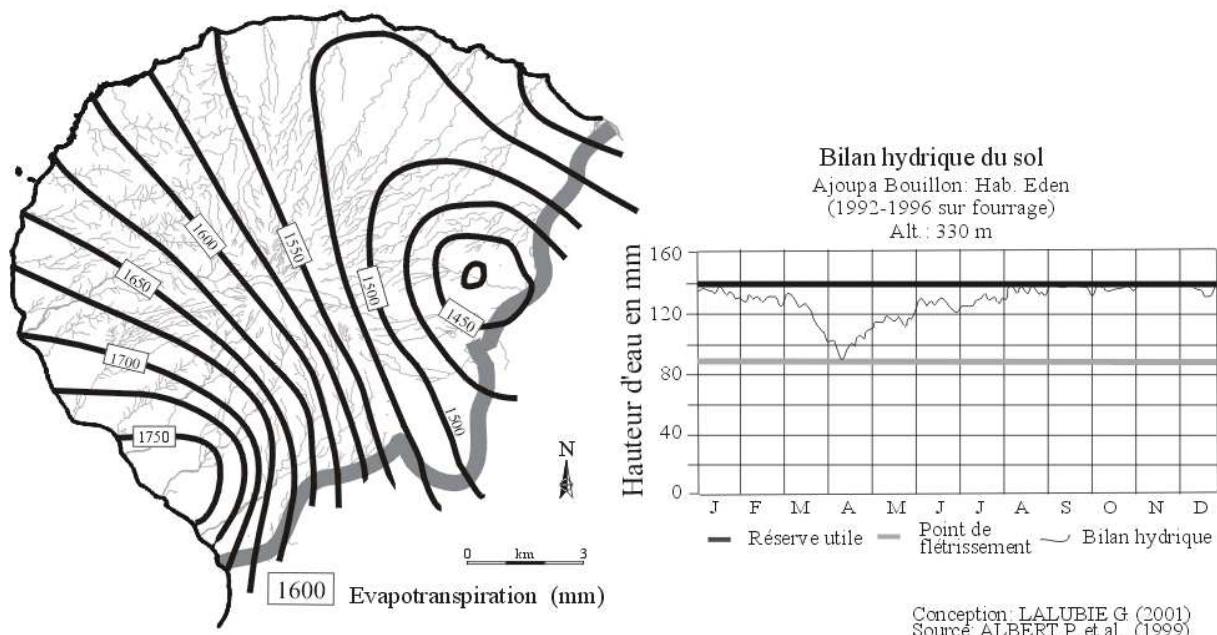
Le coefficient de ruissellement est le rapport entre le volume précipité et le volume écoulé dans le cours d'eau. Il va dépendre essentiellement de l'évapotranspiration et de l'infiltrabilité des sols.

En règle générale, on peut considérer que la lithologie du massif de la Montagne Pelée, permet l'infiltration des précipitations (SOLLSTEINER P. *et al.* 2000). C'est donc la capacité d'infiltration des sols qui conditionnera soit le ruissellement, soit l'infiltration des pluies. Généralement, on considère que plus un sol est sec et plus il est susceptible d'infiltérer la pluie. Le ruissellement intervient quand le sol est saturé ou quand l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'infiltration de celui-ci. BOUDJEMLINE D. (1987) a montré que l'humidité des dix premiers centimètres influence le plus la réaction du sol à la pluie.

A2- 3.5.1. L'évapotranspiration potentielle (ETP)

L'ETP est maximale aux alentours de Saint Pierre (1800 mm) et minimale aux environs d'Ajoupa-Bouillon et des hauteurs de Basse Pointe. Là, elle atteint 1450 mm au minimum (figure A2-14). On remarque que l'ETP annuelle est supérieure aux précipitations dans les environs du Prêcheur. Cela traduit un assèchement des sols en dehors des averses avec peu d'infiltrations profondes des précipitations. Partout ailleurs, les précipitations sont supérieures à l'ETP et à l'Ajoupa-Bouillon le bilan hydrique (figure A2-14) indique des sols constamment gorgés d'eau, avec une diminution des réserves utiles observable seulement en fin de carême.

Figure A2-14) L'évapotranspiration annuelle moyenne du massif de la Montagne Pelée et bilan hydrique du sol



Conception: LALUBIE G (2001)
Source: ALBERT P. *et al.* (1999)

A2- 3.5.2. L'infiltrabilité des sols

A2- 3.5.2.1. Les données existantes

Pour connaître le comportement des sols de la Pelée sous une averse, une simulation de pluie réalisée par ALBRECHT (IRD, ex Orstom), au début des années 1990 à Basse Pointe, et une étude précédente du CIRAD (DELVAUX B. *et al.* 1988) sur les vitesses d'infiltration, sont disponibles (tableau A2-16, citées par MEUNIER M. 1999). Elles n'ont été réalisées que sur des sols agricoles, et donc ne permettent pas de comparer et de conclure pour l'ensemble les sols de la Pelée.

Tableau A2-16. Les vitesses d'infiltration des sols de la Pelée

Sol	Source	Altitude (m)	Vitesse d'infiltration (mm.h ⁻¹)
Peu évolué sur cendres et ponces	IRD (ex Orstom)		150
Peu évolué sur cendres et ponces	IFRA-CIRAD	< à 150	150 – 270
Sur cendres et ponces d'altitude	IFRA-CIRAD	170 – 250	90 – 160
Andosols sur cendres et ponces	IFRA-CIRAD	> 270	60 - 120

Conception : LALUBIE G. (2001)

Source : MEUNIER M. (1999)

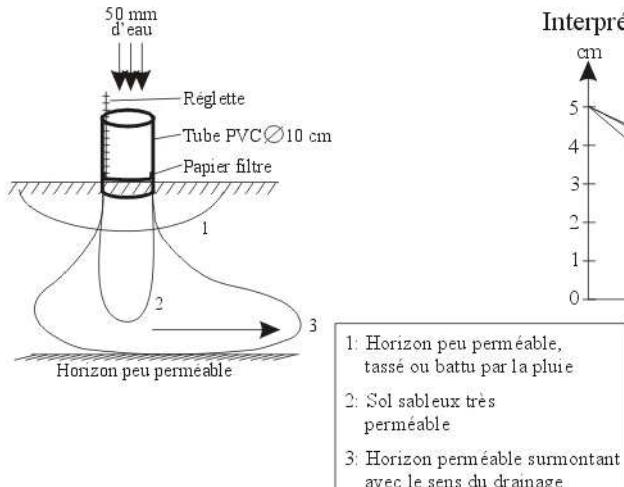
Nous voyons que les capacités d'infiltration sont importantes et qu'elles auraient tendance à diminuer avec l'altitude.

A2- 3.5.2.2. Les tests de la méthode de ROOSE E. *et al.* (1997)

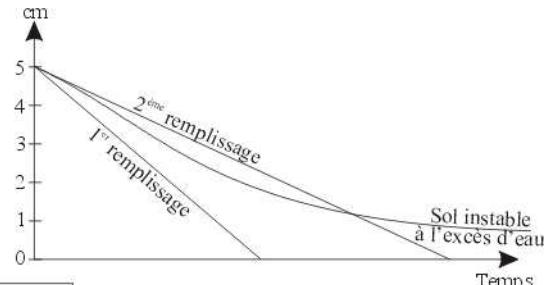
Nous avons aussi réalisé des mesures d'infiltration sur des sols afin de pouvoir compléter ces données et comparer les sols entre eux avec le même protocole d'étude. Des tests simples de mise en œuvre, mais efficaces, ont été menés sur plusieurs sols représentatifs afin de pouvoir comparer le potentiel de vitesse d'infiltration des sols (figure A2-15). Cette méthode a été empruntée à ROOSE E. *et al.* (1997), mais allégée dans le nombre de répétitions. En effet, cette mesure pédologique stricte sort du cadre de compétence de cette étude. Ainsi, trois à quatre répétitions ont été nécessaires pour bien cibler le comportement de l'eau sur le sol.

Figure A2-15) Principe des tests d'infiltrabilité des sols selon la méthode de ROOSE E.

Interprétation des taches d'humectation



Interprétation de la dynamique de l'infiltration



Conception: LALUBIE G. (2001)

Source: ROOSE E. *et al.* (1997)

La méthode consiste à :

- choisir une zone représentative d'un état de surface d'un sol en période sèche ;
- enfoncer (de 2 cm), délicatement et verticalement, un cylindre de 10 cm de diamètre et 10 cm de hauteur (volume de 785,4 cm³), à bords biseautés vers le bas (tuyau PVC), en perturbant le moins possible la surface du sol ;
- assurer l'étanchéité en tassant le sol autour du cylindre (à l'extérieur) et en posant un cordon d'argile ;
- poser un papier filtre rapide couvrant le sol, au fond du cylindre, afin d'éviter de perturber la structure de surface ;
- poser une règle de lecture verticale dans le cylindre ;
- verser rapidement de l'eau jusqu'à 5 cm, soit l'équivalent d'une pluie de 50 mm ;
- chronométrier la descente de l'eau (suivie par un débris organique flottant) dans le cylindre ;
- après infiltration complète de 5 cm, remettre 5 cm d'eau et continuer le chronométrage.
- ouvrir une fosse coupant la tache humide au centre du cylindre et mesurer la forme de la tache d'humectation. (Nous n'avons pas exécuté cette dernière opération, pour la station dans la culture intensive à Basse-Pointe, par respect pour les plantations).

Toutes les mesures, comportant manifestement des anomalies découvertes en ouvrant la fosse, comme la formation de macroporosité induite lors de l'enfoncement du cylindre, ont été directement éliminées sur le terrain.

A chaque mesure, on effectue deux prélèvements de terre pour des analyses de porosité du sol au laboratoire. Le premier sert à mesurer le taux d'eau dans le sol à saturation et le second pour la densité apparente.

1) On prélève du sol gorgé d'eau en surface, dans le cylindre, en vue de déterminer son humidité maximale.

$$H_{\text{sat}} = 1 - (M_{\text{sec}} / M_{\text{sat}})$$

Avec H_{sat} = Taux d'eau dans le sol saturé

M_{sec} = Poids échantillon terre séchée à 105 °C (g)

M_{sat} = Poids échantillon terre à saturation (g)

2) On enfonce le cylindre dans le sol, pour récupérer la terre à l'intérieur de celui-ci, afin de mesurer la densité apparente du sol.

$$d_{\text{app}} = M_{\text{vol}} / V_{\text{ol}}$$

Avec d_{app} = Densité apparente (g.cm⁻³)

M_{vol} = Poids d'un volume d'échantillon terre séchée à 105°C (g)

V_{ol} = Volume du cylindre (785,4 cm³)

Ainsi, on peut calculer la porosité efficace, pour la circulation de l'eau, des sols étudiés. Elle correspond au volume des pores par rapport au volume total du sol.

$$\text{Por}_{\text{eff}} = 100 \cdot H_{\text{sat}} \cdot d_{\text{app}}$$

Avec Por_{eff} = Porosité efficace pour la circulation de l'eau (%)

H_{sat} = Taux d'eau dans le sol saturé

d_{app} = Densité apparente (g.cm⁻³)

Nous avons donc réalisé ces mesures pour pouvoir caractériser plus précisément le fonctionnement des sols avec l'eau.

A2- 3.5.2.3. Le choix des stations

Nous avons choisi les stations de mesure afin qu'elles soient représentatives des différents cas rencontrés autour du massif. Pour des raisons économiques, nous n'avons pas pu multiplier les stations. Nous en avons choisi une par zone représentative (figure A2-06).

Les stations et les types d'occupations sont décrits dans le tableau A2-17 ci-dessous.

Tableau A2-17. Localisation des stations pour les tests d'infiltration au monocylindre de ROOSE E.

Localité	Nom Station	Altitude (m)	Type de sol	Occupation des sols	Zone représentative
Basse Pointe	Habitation Chalvet	60 –70	Peu évolué sur cendre et ponces	jachère récente	Plateaux de l'est et sud-ouest
Basse Pointe	Habitation Chalvet	60 –70	Peu évolué sur cendre et ponces	bananeraie ancienne	Plateaux de l'est et sud-ouest
Prêcheur	Case l'Etang	230	Peu évolué sur cendres	Culture vivrière	Flanc caraïbe
Prêcheur	Case l'Etang	230	Peu évolué sur cendres	bordure de bosquet	Flanc caraïbe
Prêcheur	Anse Couleuvre	25	Peu évolué sur cendres	Forêt	Le Conil
Morne Rouge	Premier Refuge	800	Andosol	Forêt	Altitude

Conception : LALUBIE G. (2001)

Pour chaque station, on étudie deux situations, quand cela est possible :

- un sol dans un champ cultivé ou en jachère depuis moins de 6 mois ;
- un sol sous végétation arbustive (forêt, bosquet ou vieille bananeraie).

Concernant la station du Conil, ou d'altitude, il n'était pas nécessaire de trouver une station de terrain cultivé, car elle ne représenterait qu'une part infime dans les bassins versants. Pour la station représentative des plateaux, nous avons choisi une bananeraie de 3-4 ans pour caractériser le sol non travaillé, car il n'y a que très peu de zone boisée sur les plateaux.

A2- 3.5.2.4. Les résultats

Les résultats de ces travaux sont donnés dans la figure A2-16 et les tableaux A2-18 et A2-19 ci-dessous.

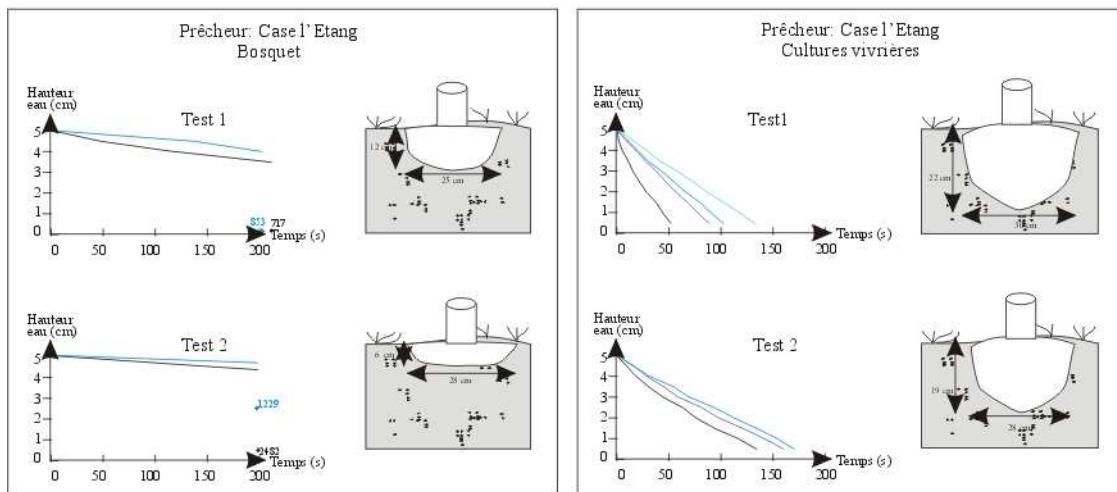
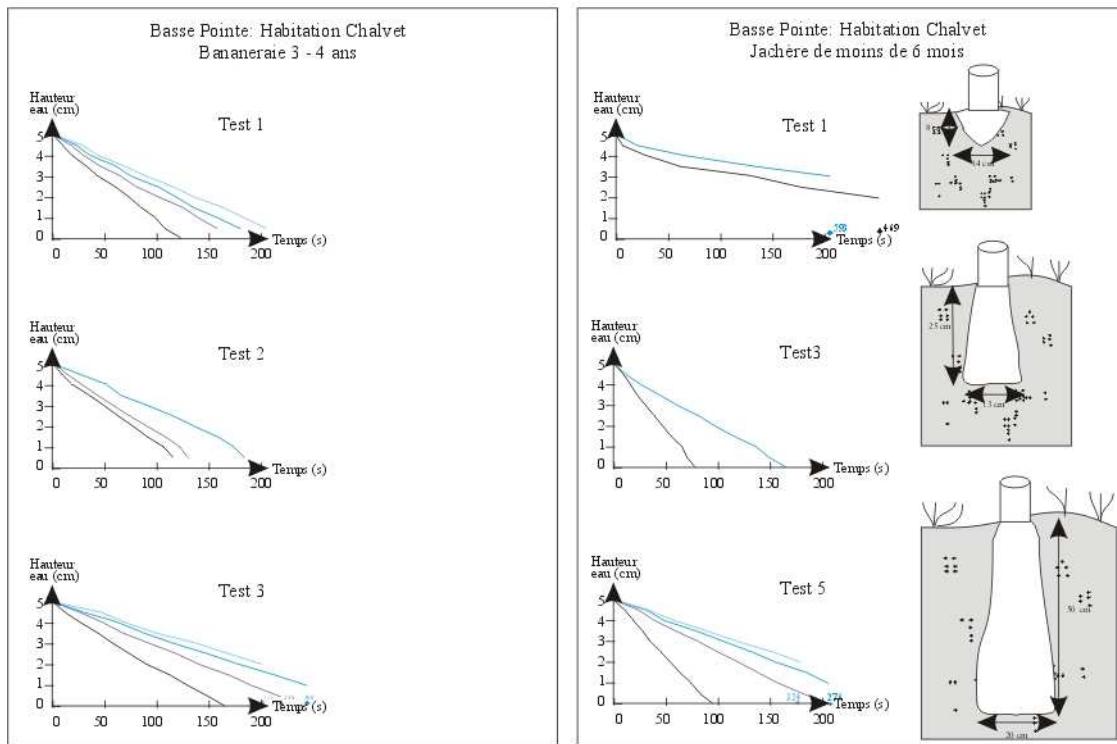
Le premier donne les résultats de la porosité efficace et le taux de saturation, de l'horizon 0-10 cm des sols étudiés, dans cette campagne de terrain réalisée en 2001. Le second tableau donne les vitesses d'infiltration pour un volume d'eau équivalent à 50 mm.

Tableau A2-18. La porosité de différents sols autour du massif de la Montagne Pelée

Nom Station	Occupation du sol	porosité efficace Por _{eff} (%)	Taux eau à satu. H _{p_{sat}} moyen
Habitation Chalvet	Jachère	25	0,30
Habitation Chalvet	bananeraie 3-4 ans	28	0,30
Case l'Etang	Culture vivrière	27	0,28
Case l'Etang	Bosquet	34	0,29
Anse Couleuvre	Forêt	40	0,39
Premier Refuge	Forêt	31	0,78

Conception : LALUBIE G. (2001)

Figure A2-16) Résultats des tests d'infiltration des sols, (ROOSE E. et al. 1997), effectués en février 2001



Conception: LALUBIE G (2001)

Figure A2-16 suite) Résultats des tests d'infiltration des sols, (ROOSE E. et al. 1997), effectués en février 2001

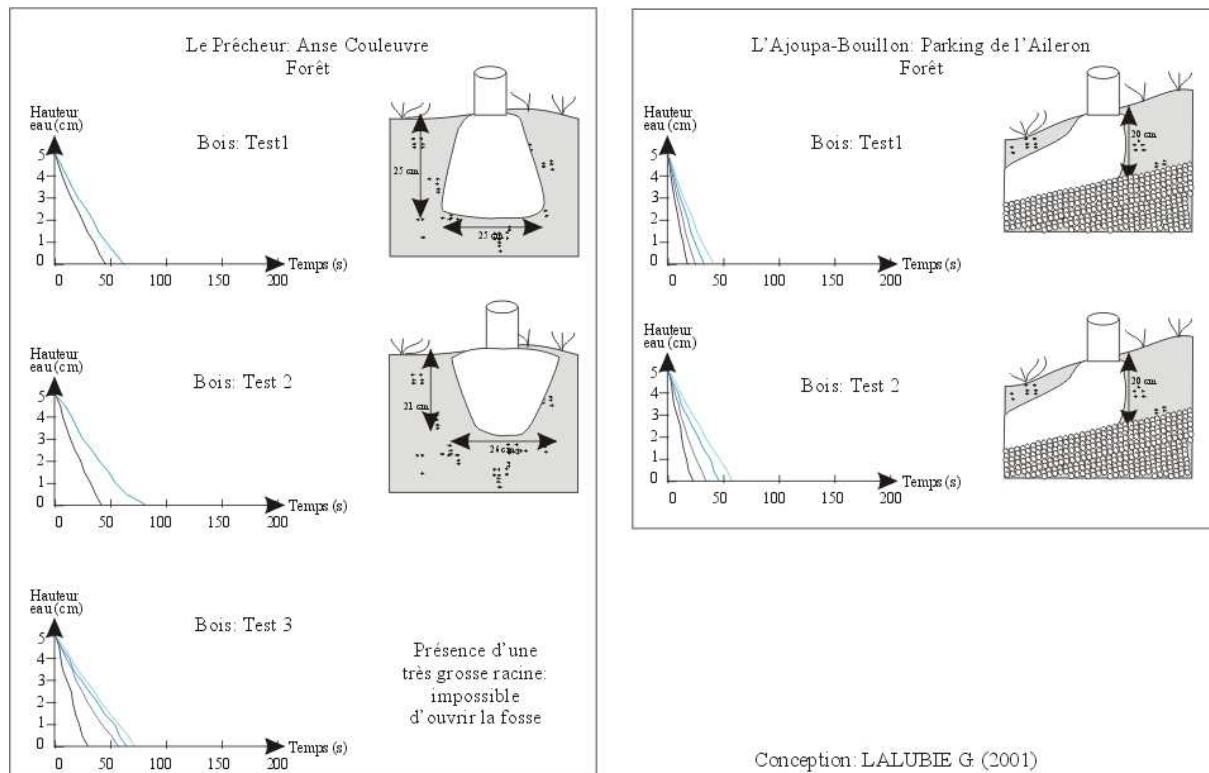


Tableau A2-19. Les vitesses d'infiltration des sols étudiés, selon la méthode de ROOSE E.

Nom Station	Occupation du sol	N° du test					
		1	2	3	4	5	moy.
Habitation Chalvet	Jachère	0,1	0,9	0,6	2	0,5	0,8
Habitation Chalvet	bananeraie 3-4 ans	0,4	0,4	0,3			0,4
Case l'Etang	Culture vivrière	0,9	0,4				0,7
Case l'Etang	Bosquet	0,06	0,02				0,04
Anse Couleuvre	Forêt	1	1,2	1,7			1,3
Premier Refuge	Forêt	2,9	2				2,5

Conception : LALUBIE G. (2001)

On peut tout d'abord remarquer que, pour des porosités équivalentes, les capacités d'infiltration et de drainage ne sont pas du tout les mêmes. Selon leurs auteurs ROOSE E. et al. (1997), les résultats du tableau A2-19, obtenus par les courbes de dynamique d'infiltration, sont dix fois plus élevés que sous pluies simulées. En effet, dans ces tests, l'impact des gouttes n'est pas pris en compte. Pourtant, celui-ci déstructure fortement la surface du sol et forme une croûte de battance (RIOU G. 1990). Nous allons quand même pouvoir comparer les dynamiques d'infiltration et apprécier les taches d'humectation.

Pour tous les tests effectués, les courbes de dynamique d'infiltration (figure A2-18) montrent une assez bonne tenue de la structure du sol face aux excès d'eau. En effet, les courbes ne sont pas trop concaves. L'absence d'impact peut être cette constatation. Les profils de tache d'humectation montrent clairement une forte perméabilité des sols cultivés des plateaux de la Pelée. Ceci est attribuable à l'incorporation, dans le sol arable, de pences plus ou moins altérées (mais au calibre conservé) de l'éruption plinienne P1, remontées par un labour profond, mais aussi par l'érosion des horizons superficiels du champ. Ces pences arrondies, grosses de 0,5 à 3 cm, augmentent considérablement les hétérogénéités granulométriques et, en conséquence, la macroporosité du sol. De plus, elles créent un

phénomène de pavage limitant les effets de battance. Malgré cette généralité, on remarque que le test 1 de la jachère et le test 3 de la bananeraie, qui ont été choisis pour leur aspect peu aéré (battance), donnent des résultats très faibles.

Les mesures réalisées sur un sol du Conil, les sols forestiers recouverts de cendres en 1902 mais riches en activités biologiques et en carbone, nous montrent aussi des fortes capacités d'infiltration. Ainsi la présence abondante de cendres est compensée par le couvert forestier lequel s'oppose au ruissellement (interception de la pluie par le couvert végétal, racines servant de barrage, macroporosité biologique importante) et améliore la structure du sol (maintien de l'humidité du sol, apport de carbone, activité biologique...).

Au Prêcheur, sur le flanc Caraïbe sous le vent, les sols, très riches en cendres fines, non travaillés, donnent des valeurs d'infiltration très faibles, malgré une porosité supérieure à celle des terrains cultivés. Si l'action biologique joue un rôle sur la porosité, les cendres fines volcaniques semblent peu transmissives. En effet, pendant nos mesures, le sol était particulièrement sec et les cendres avaient un caractère hydrophobe très marqué. Les cendres s'agglutinaient entre elles (un peu comme de la farine avec très peu d'eau). Ceci explique que les taches d'humectation montrent un sol très peu perméable. En revanche, quand le sol est travaillé, il devient presque aussi filtrant que sur les plateaux atlantiques. Cependant, les retombées historiques de cendres (1902 et 1929) ont augmenté la part de fines à un niveau tel que les pences, remontées à la surface par le travail du sol, ne sont pas assez concentrées pour créer un pavage uniforme.

Ainsi, ces sols ont une capacité d'infiltration d'autant plus faible que les cendres sont totalement sèches en surface, de façon à n'avoir aucune cohésion. En plein carême, les sols sont donc pratiquement imperméables et un risque d'écoulements concentrés existe si une averse puissante survient en cette période (probabilité réduite). Secs, les sols cendreux sont aussi sensibles à l'érosion éolienne (observée à maintes reprises sur le terrain). Toutefois, les rosées matinales permettent généralement l'installation rapide d'une végétation rustique qui protège le sol plus ou moins efficacement. Les coulées pyroclastiques historiques ont rendu les sols au sud de la Rivière de la Pointe Lamare bien moins cendreux et bien plus sableux et certainement plus filtrants.

A2- 3.5.3. Deux coefficients de ruissellement

Plusieurs coefficients de ruissellement ont été calculés avec des modèles et des objectifs différents. Quand l'intérêt se porte sur de la dynamique des crues, on recherche le coefficient de ruissellement d'une averse (GUISCRAFE J. *et al.* 1976, MEUNIER M. 1999, GRAFF B. 2004), alors qu'avec un intérêt hydrogéologique, on s'oriente vers un coefficient de ruissellement annuel (MOURET C. 1979, BARAT A. 1984, VITTECOQ B. 2007).

Les **coefficients de ruissellement d'une averse** générant une crue sont donnés par des formules numériques.

- Le coefficient de ruissellement calculé par GUISCRAFE J. *et al.* (1976) varie avec la durée de retour. En effet, les auteurs utilisent pour le calculer le débit de pointe et les cumuls de précipitations, tous deux dépendants de la durée de retour.

$$C = (3,6 \cdot q_{\max} \cdot Z) / (k \cdot Pt)$$

$$\text{avec } Z = (Tm/2) + \{ (a/b) \cdot \{ [(b+1)/b] \cdot \ln(b+1) \} - 1 \}$$

$$\text{et } k = 1 - \{ [0,01 \cdot \log T_{\text{rec}}] + 0,045 \} \cdot \log S$$

Avec C = Coefficient de ruissellement (%)
 q_{\max} = Débit de pointe spécifique ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$)
 Z = Conversion en hydrogramme triangulaire
 k = Modérateur (calé en Afrique tropicale) traduisant la pluie sur la surface du B.V.
 Pt = Cumul de l'averse (mm)

$$\begin{aligned}
 T_m &= \text{Temps de montée en crue (h)} = 0,33 \cdot S^{0,2} \\
 a &= \text{Temps de décrue (h)} = 1,25 \cdot S^{0,4} \\
 b &= \text{Courbure de la décrue} = 10 \cdot e^{(-0,02 \cdot S)} \\
 S &= \text{Surface du bassin versant (km}^2\text{)} \\
 T_{\text{rec}} &= \text{Durée de retour (année)}
 \end{aligned}$$

Le coefficient de ruissellement peut aussi être déterminé sur un abaque (graphe n° 103, GUISCRAFE J. *et al.* 1976) en fonction de la durée de retour et de la surface du bassin versant. Cet abaque a été réalisé à partir de la formule exposée ci-dessus.

- MEUNIER M. (1999) détermine simplement le coefficient de ruissellement par le rapport entre les volumes précipités durant l'averse et ceux écoulés pendant la crue, calculé par les modèles.

- Les coefficients de ruissellement (ou d'écoulement) pour les crues, donnés par GRAFF B. (2004), pour des petits bassins versants d'altitude des Pitons du Carbet (figure A2-17), ont une moyenne de 20 à 40 %. Les valeurs maximales montent quand même jusqu'à 60 - 70 %. Il n'observe pas non plus de variations de ce coefficient selon que l'averse soit brève, intense et isolée, ou encore longue et moins intense. Cela traduit les capacités importantes d'infiltration des sols et le maintien des débits de base entre les périodes pluvieuses. Il fixe dans ses calculs, pour un bassin versant des Pitons du Carbet de 4,5 km², un coefficient d'écoulement C = 35 %, qui nous paraît bien trop faible.

Les différents coefficients de ruissellement pour des crues déterminées, à partir des formules de GUISCAFRE, et à partir des hydrogrammes calculés par les différents modèles (§A2- 3.4), sont comparés dans le tableau A2-20.

Tableau A2-20. Comparaison des coefficients de ruissellement
selon les différentes méthodes de détermination

Méthode	Coefficient de ruissellement
Guiscafre (abaque)	0,85
Guiscafre (formule)	0,69
Guiscafre (Calculé)	0,74
Meunier Qdf (Calculé)	0,85
Meunier Déter. (Calculé)	0,80
Graff (fixé)	0,85

Conception : LALUBIE G. (2001)

On voit que les coefficients de ruissellement se tiennent dans une fourchette comprise entre 70 et 85 % pour l'averse de 100 mm en 1 heure. En règle générale, l'abaque de GUISCRAFE J. *et al.* (1976) donne des valeurs comprises entre 45 et 85 %, pour des durées de retour de 1 à 100 ans et pour des bassins versants inférieurs à 10 km².

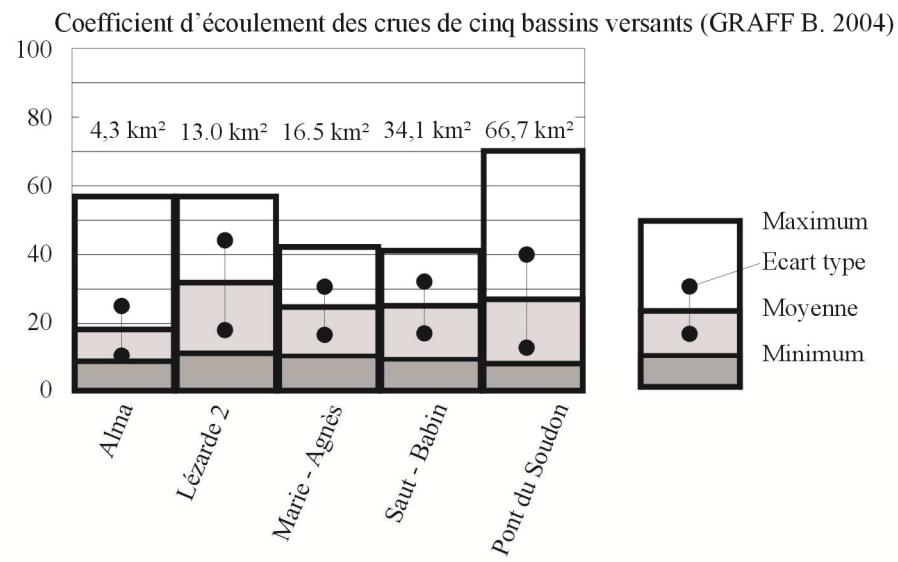
Les **coefficients de ruissellement annuels** sont déterminés par l'utilisation de modèles hydroclimatiques.

- MOURET C. (1979), par l'application du modèle MERO sur la Rivière Capot, estime entre 30 et 40 % la part du ruissellement dans les écoulements annuels. Ces valeurs sont plus faibles que BARAT A. (1984), mais on utilise un modèle avec un nombre de réservoirs différents.

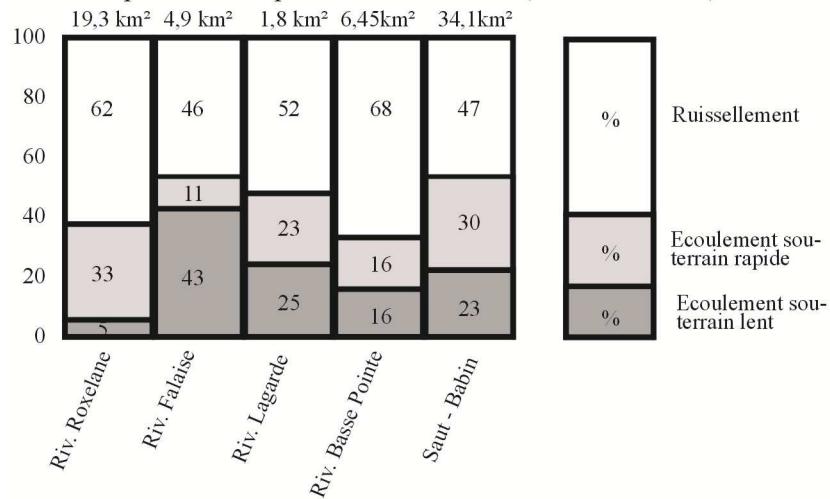
- BARAT A. (1984), en utilisant le modèle hydroclimatique GARDENIA à réservoirs superposés, développé par le département Eau du BRGM, donne des coefficients de ruissellement, pour certains cours d'eau de la Pelée, compris entre 46 et 68 % (figure A2-17).

- VITTECOQ B. (2007) par l'application du modèle TEMPO sur la Rivière Capot, estime entre 5 et 20 % la part du ruissellement, nommé écoulement rapide, dans les écoulements annuels.

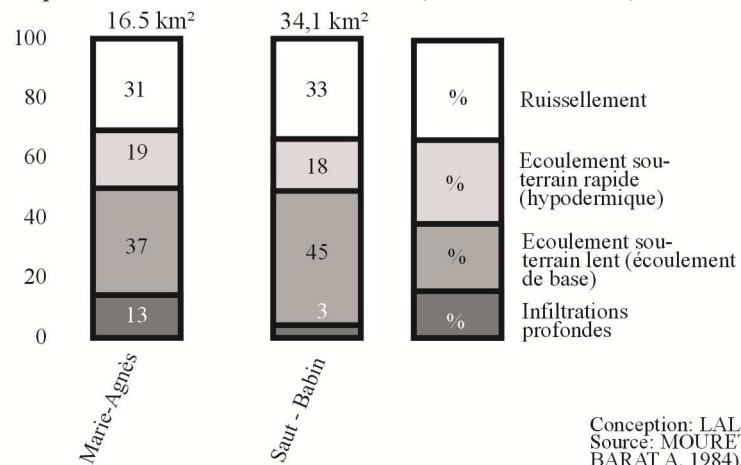
Figure A2-17) Le coefficient d'écoulement de certains bassins versants



Décomposition de la pluie efficace annuelle (BARAT A. 1984)



Répartition des écoulements annuels (MOURET C. 1979)



Conception: LALUBIE G. (2007)
Source: MOURET C. (1979),
BARAT A. 1984), GRAFF B. (2004)

APPENDICE 3

Le bassin versant de recherche et d'expérimentation de la Rivière Roxelane sur la Montagne Pelée

Afin de mieux comprendre les différents processus qui ont lieu dans les cours d'eau pendant les crues, nous avons choisi de suivre une station expérimentale. Pour surveiller les variations morphologiques éventuelles du lit mineur, nous avons aussi suivi la topographie de la station au cours du temps sur plusieurs années.

A3- 1. Le choix de la station suivie

Nous avons choisi de suivre la station Trois Ponts sur la Rivière Roxelane (figure A3-01), avant qu'elle ne draine les eaux provenant des Pitons du Carbet. Cette station possède plusieurs intérêts :

- elle est équipée d'une station limnimétrique, gérée par le Conseil Général. Les écoulements en hautes eaux créent un batillage important, mais, installée sous un pont, la station bénéficie d'une section de lit fixée par le socle du pont ;

- le pont permet pendant les crues de lire l'échelle limnimétrique et de prélever des échantillons d'eau ;

- en amont du pont, un tronçon rectiligne d'une centaine de mètres, pouvant être remonté en empruntant le versant de la rive droite, se prête à jauger au flotteur les vitesses d'écoulement pendant les crues ;

- elle est représentative des cours d'eau du flanc Atlantique, les plus nombreux et les plus uniformes autour du volcan. Elle est située en amont du bourg de Saint-Pierre qui constitue une des zones à risque du massif ;

- elle se situe à proximité (quand on vient sur le massif par la RN 2) et également à moins d'un kilomètre du lieu d'habitation d'un membre de l'équipe de terrain, avec qui nous devions suivre des crues sur toute leur durée. Cela nous aurait facilité l'intendance et nous aurions pu nous y réfugier entre deux mesures, pour s'y sécher et s'y reposer.

Cette station, avec tous ces avantages, a donc la capacité de devenir une station expérimentale de suivi des transports solides, sur le long terme. Il n'en existe que peu à travers le monde et, à notre connaissance, ce serait la seule sur les flancs d'un volcan andésitique.

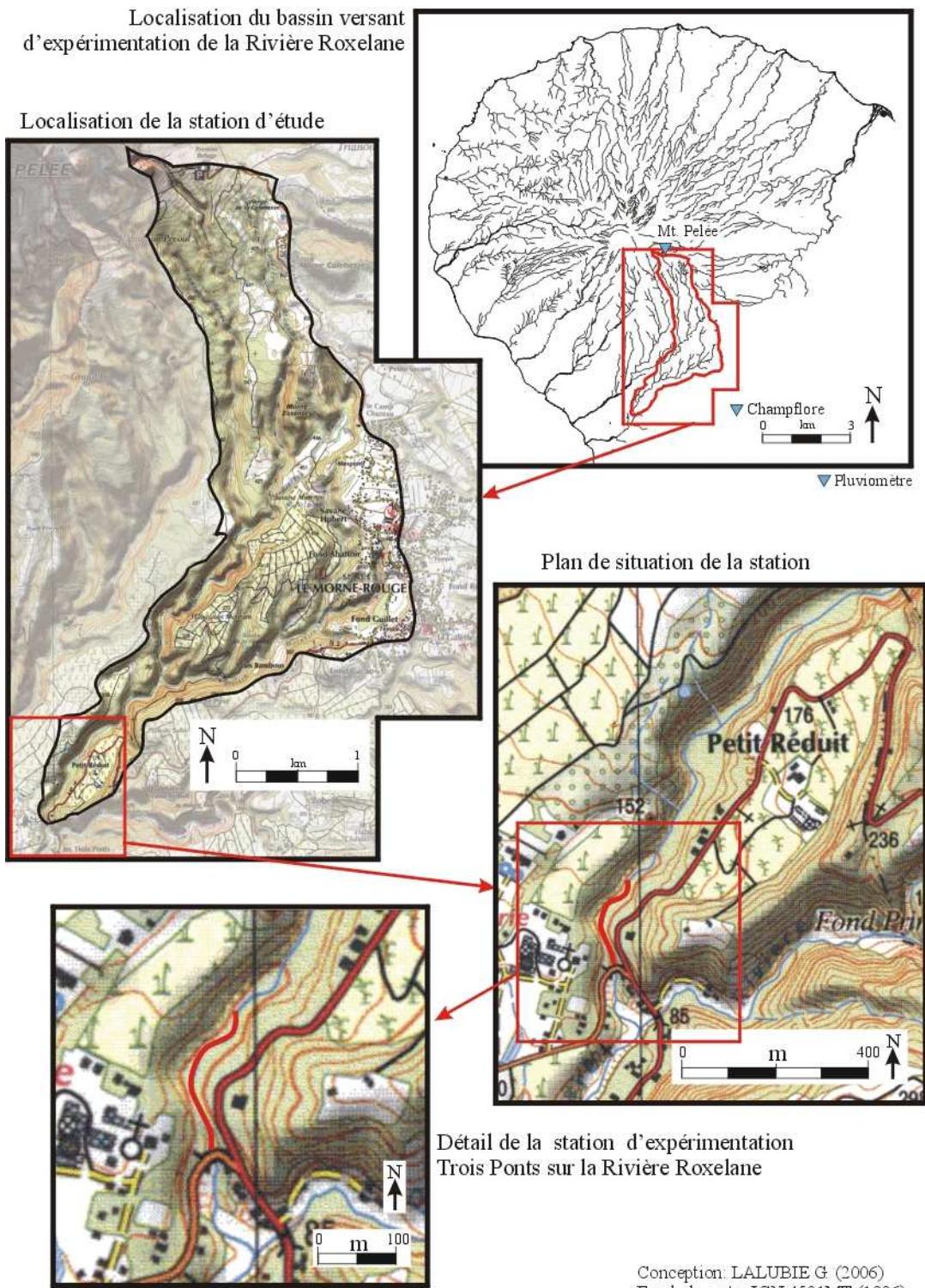
L'unique difficulté de cette station, même si elle est surmontable, serait de créer une plage de dépôts en amont d'une retenue perméable.

Le barrage perméable pourrait être réalisé facilement en amont d'une gorge étroite (en amont du profil en travers n°4), mais il serait difficile de curer les matériaux une fois la retenue remplie. L'extraction des matériaux deviendrait facile à réaliser au niveau du profil en travers 7, mais la retenue serait plus coûteuse à réaliser.

A3- 2. Présentation de la station

La station expérimentale de Trois Ponts sur la Rivière Roxelane se situe sur le flanc sud-ouest du volcan (figure A3-01). La Rivière Roxelane, même si elle débouche dans la mer des Caraïbes, a été considérée comme un cours d'eau du flanc Atlantique. En effet, que ce soit par le régime des pluies, par la nature du bassin versant ou par les gorges façonnées, toutes les caractéristiques hydro-géomorphologiques l'apparentent au flanc Atlantique (§ 4-3.3). La station se situe à l'aval du bassin versant, juste en amont de la confluence avec un affluent provenant des Pitons du Carbet. Elle est donc exclusivement sous le régime de la Montagne Pelée. On y accède, en rive droite, par le pont de la RD 10a.

Figure A3-01) Localisation de la station expérimentale
 Trois Ponts sur la Rivière Roxelane

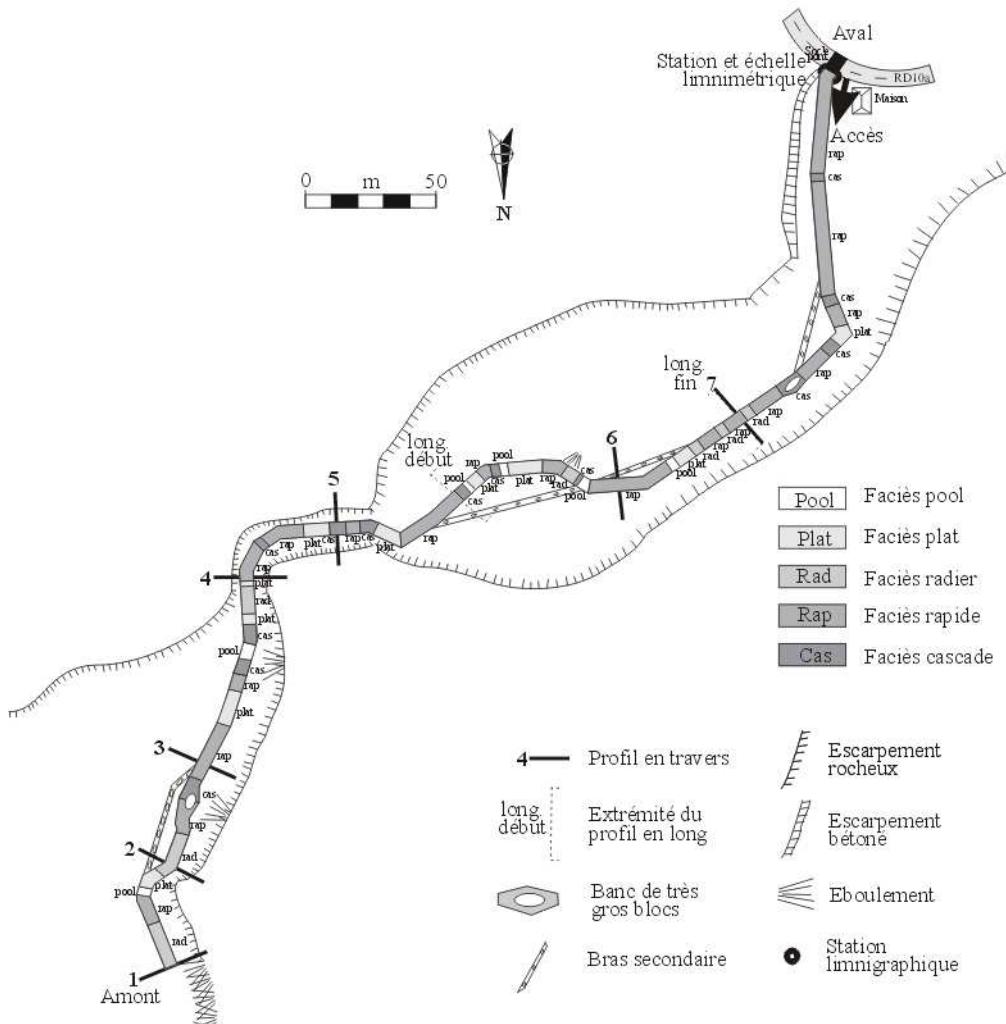


A3- 2.1. La station limnimétrique du Conseil Général

A l'aval de la station expérimentale (figure A3-02), une centrale d'acquisition et une échelle limnimétrique, installées et gérées par le Conseil Général, permettent de suivre les hauteurs d'eau et d'enregistrer les hydrogrammes de crue. Cette station limnimétrique possède malheureusement quelques défauts inévitables. En effet, sur les torrents du massif de la Montagne Pelée, il n'est que rarement possible de pouvoir remplir toutes les conditions favorables à l'installation d'un limnigraph. Les deux défauts majeurs sont imputables à : un léger coude juste avant le limnigraph, lequel entraîne du batillage en hautes eaux, et au tronçon à l'aval de la station ; une chute verticale de plus de 10 m de hauteur succède au socle bétonné du pont (7 m de long). Les écoulements sont donc libérés et leur vitesse est très largement augmentée. Cela fait fatallement diminuer la hauteur d'eau et ceci d'autant plus que la tranche est élevée. Nous ne savons pas, faute d'observations, si la hauteur d'eau diminue sur les 7 m du socle ou au contraire n'atteint pas le limnigraph. En revanche, la station limnigraphique possède plusieurs avantages :

- d'être à l'aval d'un tronçon rectiligne ;
 - d'avoir une pente et une granulométrie assez homogène à l'amont ;
 - de posséder une section de cours d'eau stabilisée ;
 - d'avoir une échelle limnimétrique lisible depuis le pont.

Figure A3-02) Plan de la station d'expérimentation Trois Ponts sur la Rivière Roxelane le 05/07/2006



Conception: LALUBIE G (2007)

A3- 2.2. Les aménagements effectués

Nous avons installé des aménagements (figure A3-02) tout au long de la station expérimentale, afin d'effectuer différentes mesures pour suivre les transports solides :

- des repères hors d'eau sur chaque rive pour matérialiser neuf profils en travers. Les repères sont des tire-fonds chevillés dans la roche des versants ou du pseudo lit majeur. Ils ont été installés au tamponnoir à main ou avec un perforateur sans fil de terrain, qui servent à fixer les ancrages pour le canyonisme ;

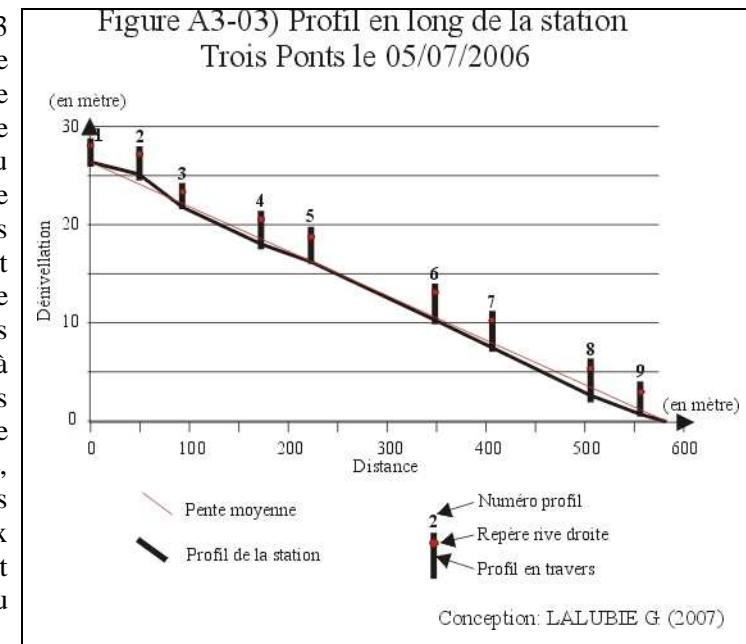
- d'autres repères hors d'eau ont été installés pour matérialiser le début du profil en long. La limite aval du profil en long se situe au niveau du profil en travers n°7 ;

- des roches peintes, en place ou non, au niveau du profil n°6. Certains blocs d'environ 1 m³ ont aussi été marqués ;

- un chemin sur le versant qui permet de remonter, sur 70 m, le cours d'eau en crue. Cette distance correspond à un tronçon rectiligne, visible du pont. Il avait été tracé pour pouvoir mesurer la vitesse des écoulements en hautes eaux avec un flotteur partiellement immergé sur un mât lesté.

A3- 2.3. Les caractéristiques de la station expérimentale

La station expérimentale s'étale sur 583 m de cours d'eau de long pour une dénivellation de 27 m. Elle se situe entre 90 et 117 m d'altitude. Elle a une pente moyenne de 4,6 %. En regardant un peu plus en détail la figure A3-03, on se rend compte que les biefs entre les profils n°1-n°2, n°4-n°5 et n°8-n°9 ont une pente plus faible que la pente moyenne. Par contre, les autres tronçons ont des pentes légèrement supérieures à la pente moyenne. Les faciès, typiques des torrents de montagne, montrent une succession de faciès lothiques (cascade, rapide et radier) et de faciès lenthiques (plat et pool). La station possède deux verrous (figure A3-02). Le premier est une gorge étroite de 11 m de large, au niveau des profils n°4 et n°5.



Le second est au niveau du pont, lequel a une largeur de 5,7 m entre les deux berges. On peut aussi observer que les méandres ne sont pas très prononcés, mais, qu'en plus, ils sont shuntés par des bras secondaires qui se mettent en activité en hautes eaux. Ce besoin d'un lit rectiligne en crue traduit une vitesse extrême des écoulements. Bien entendu la sinuosité à l'intérieur de la gorge n'est pas coupée par un bras secondaire. Quelques éboulements actifs sont visibles sur les escarpements rocheux qui bordent le cours d'eau (figure A3-02). Ils forment des talus d'éboulis qui alimentent en matériaux solides le cours d'eau.

A3- 2.4. Particularités des profils suivis

Les profils en travers et le profil en long n'ont pas été choisis par hasard. En plus de la morphologie générale du lit, ils contrôlent des phénomènes géomorphologiques particuliers (planches photographiques A3-01, A3-02 et A3-03).

Planche photographique A3-01) Présentation de la station Trois Ponts sur la Rivière Roxelane

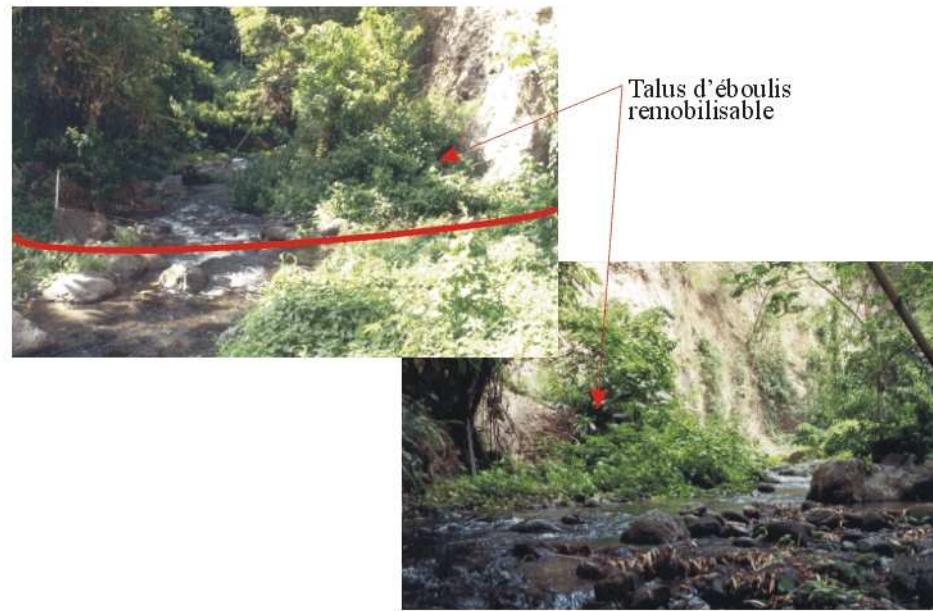
A) Vue aérienne reconstituée du bassin versant de la station Trois Ponts



Photographie: <http://www.sigma972.org/3D/3d.html>

La station Trois Ponts

B) Le profil en travers 1



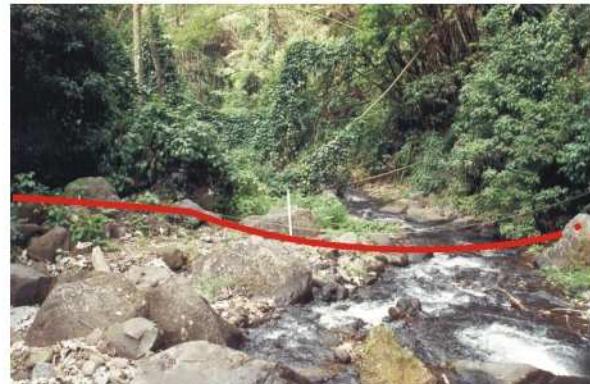
Photographies: LALUBIE G (2001)

Planche photographique A3-02) Les profils en travers suivis
à la station Trois Ponts sur la Rivière Roxelane

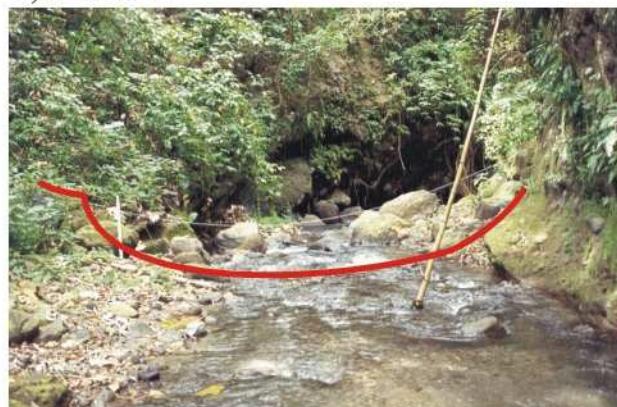
A) Profil 2



B) Profil 3



C) Profil 4



Photographies: LALUBIE G (2001)

Planche photographique A3-03) Les profils en travers suivis
à la station Trois Ponts sur la Rivière Roxelane

A) Profil 5



B) Profil 6



C) Profil 7



Photographies: LALUBIE G (2001)

- Les profils en travers n°2 et n°6 ont été positionnés pour observer éventuellement la capture des écoulements par le lit secondaire.

- Les profils en travers n°1 et n°3 sont à proximité de talus d'éboulis, en vue d'observer les respirations du lit, présumées plus importantes.

- Les profils en travers n°4 et n°5 sont suivis pour observer le comportement du lit à l'entrée de la gorge et au milieu de celle-ci.

- Les profils en travers n°7 et n°8 ont été placés hors de particularités majeures. Ils servent plutôt à observer les tendances lourdes à l'érosion ou à l'exhaussement du lit.

- Le profil en travers n°9 ne devrait pas se modifier car il se situe à 20 m en amont du socle du pont et seulement surélevé de 0,5 m. Sa section est donc théoriquement contrôlée par les ouvrages bétonnés du pont.

Le profil en long englobe le tronçon où les roches marquées sont suivies. Il n'intègre pas de particularités remarquables. Seuls les bras secondaires pourront venir perturber l'équilibre du lit. L'idée était justement de contrôler le profil en long d'un bras secondaire, s'il avait capturé le lit principal. Le profil en long mesure 130 m pour une pente moyenne de 4,7 %.

Les neufs profils en travers et le profil en long ont été prévus pour qu'une équipe rodée puisse en faire la topographie en une journée complète. Il faut prévoir deux jours quand l'un des opérateurs découvre la station et le travail à y exécuter.

Les profils n°8 et 9 ont été totalement chamboulés en 2005, par le remodelage du lit du cours d'eau. Le versant rive gauche a aussi été totalement bétonné afin de prévenir d'éventuels mouvements de terrain et l'effondrement de la route nationale n°2, entre Saint-Pierre et le Morne Rouge. Le lit a été rétréci et la rive droite du cours d'eau non aménagée risque de subir une érosion supérieure.

A3- 3. Présentation des travaux et de leurs résultats

Nous n'avons pas pu réaliser tout ce que nous avions prévu. Notamment, nous n'avons pas pu dépasser le stade des essais préliminaires dans le suivi des crues, ni développer certaines expériences pour affiner les mesures de charriage en régime normal. Nous nous sommes quand même attachés à suivre la topographie de la station expérimentale durant sept années.

A3- 3.1. Les essais sur roches marquées durant les crues d'octobre 2001

Afin d'estimer les capacités de charriage des crues, au niveau de la station expérimentale, nous avons cherché à suivre les particules du substrat. Pour cela, nous avons peint des roches afin de pouvoir les retrouver après leur déplacement lors d'une crue. Pour tester la technique et estimer l'ampleur des phénomènes que nous allions mesurer, nous avons entrepris d'effectuer un premier essai. Nous cherchions à connaître, la taille des blocs déplacés, les distances parcourues et le taux de relocalisation.

A3- 3.1.1. Présentation du mode opératoire

Nous avons réalisé notre expérience au niveau du profil en travers n°6, au milieu de la station expérimentale. Ce lieu a été choisi pour avoir une distance suffisamment longue et homogène à l'aval. Nous avons employé de la peinture rose fluo en aérosol pour marquer les roches.

Nous avons testé trois types de technique pour débuter nos expériences (figure A3-04 et planche photographique A3-04).

Planche photographique A3-04) Dispositif de roches marquées pour le charriage pendant les crues au Profil 6 sur la Rivière Roxelane à la station Trois Ponts

Vue générale du dispositif (profil 6)



B) Détail des 0.5 m² peint

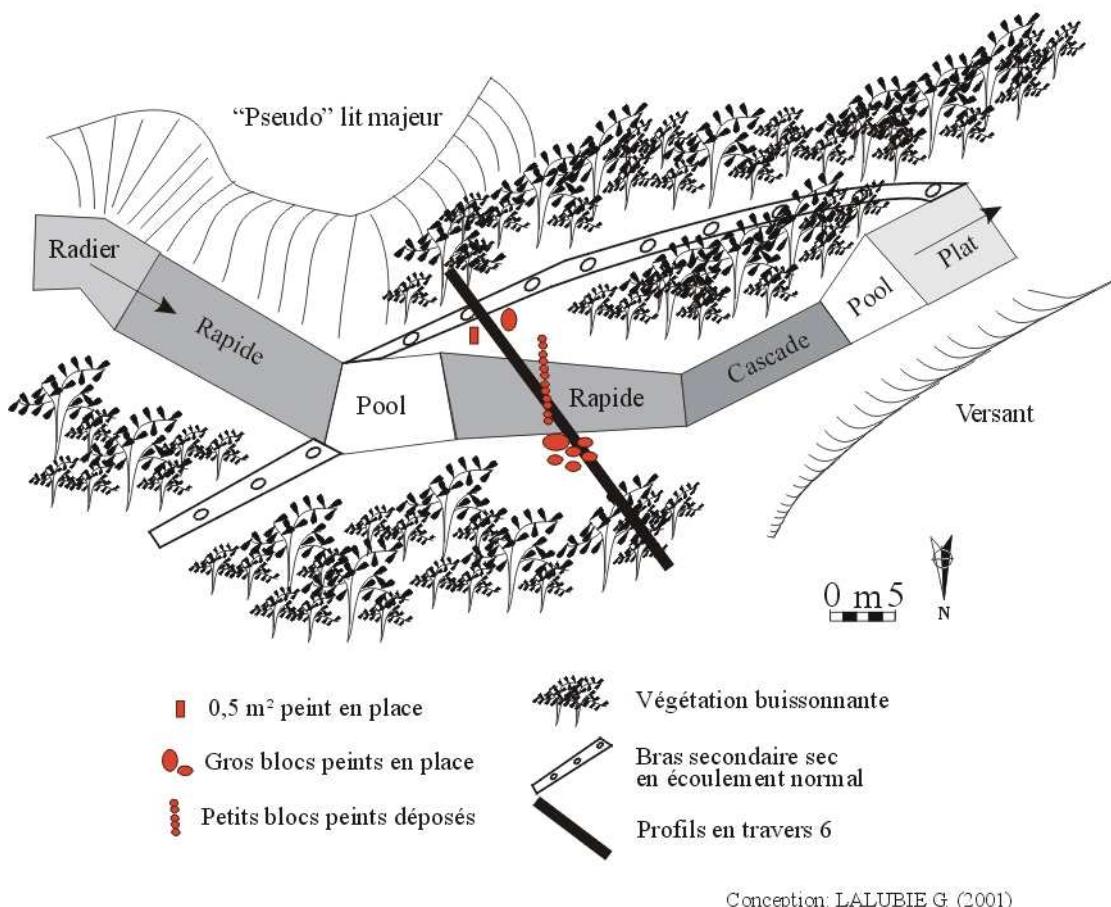


C) Roches restées sur place après la crue du 7 - 8 octobre 2001



Photographies: LALUBIE G (2001)

Figure A3-04) Dispositif de roches marquées à la station expérimentale
Trois Ponts sur la Rivière Roxelane



- Pour éviter de rompre le pavage du lit, nous avons peint le substrat en place sur une surface de 0,5 m². Nous avons choisi de peindre un banc de graviers et de galets, en rive gauche sur le lit mineur et à proximité immédiate des écoulements. Les particules avaient une taille comprise entre 0,5 et 6 cm (quelques rares particules avaient une taille proche de 10 cm).

- Nous avons peint une quinzaine de petits blocs sur toutes les faces, puis nous les avons placés dans le lit mouillé, mais aussi sur le lit mineur. Les roches avaient des tailles comprises entre 10 et 20 cm.

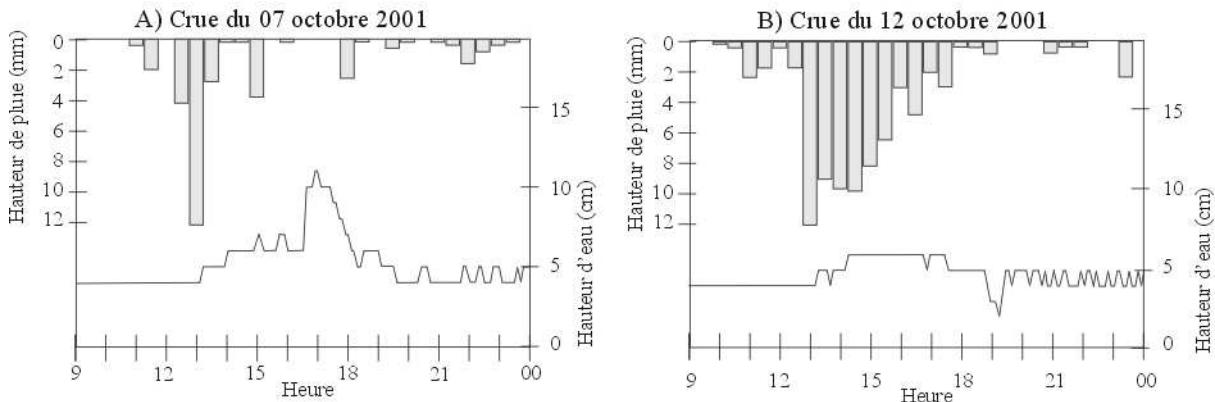
- Toujours au même niveau, nous avons aussi marqué des énormes blocs sur les deux rives. Leur taille dépasse les 50 cm et, en rive droite, certains ont les pieds dans l'eau. Depuis leur marquage en octobre 2001, les plus gros blocs en rive droite n'avaient toujours pas bougé en mai 2007. En revanche, le bloc d'un mètre cube en rive gauche a disparu.

Postérieurement aux marquages du 3 octobre 2001, nous avons relevé le dispositif après les crues du 7 octobre 2001 et la suivante, celle du 12 octobre 2001. Afin de ne pas confondre les particules mobilisées pendant la première crue et celles déplacées pendant la seconde, nous avons enlevé du lit toutes les particules que nous avions mesurées. Nous les avons envoyées sur le "pseudo" lit majeur.

A3- 3.1.2. Les crues du 7 et du 12 octobre 2001

Paradoxalement, si l'on s'en tient aux données du Conseil Général (figure A3-05), la seconde crue, celle du 12 octobre, serait d'ampleur moindre, alors que la quantité de pluie au pluviomètre de Champflore était plus importante pour la première du 7 octobre. Malheureusement, le pluviomètre de la Montagne Pelée n'enregistrait pas de mesures durant cette période.

Figure A3-05) Hydrologie des crues du 7 et du 12 octobre 2001
 à la station Trois Ponts sur la Rivière Roxelane



C) Pluviométrie journalière précédent les crues
 pour le poste pluviographique de Champflore et de la Montagne Pelée

Jours	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Champflore (mm)	15	57	30	30	9	1	36	22	5	1	6	85
Montagne Pelée (mm)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	19

Conception: LALUBIE G (2001)

Source: Conseil Général, Direction des infrastructures et de l'eau,
 Groupe infographie-télégestion (2001)

Il nous aurait permis de mieux appréhender la pluie sur le bassin versant. Pour des pluies de 27 mm en 5 heures pour l'évènement du 07 octobre 2001 et de 78 mm en 9 heures pour celui du 12 octobre 2001 (figure A3-05), si l'on prend la formule de GUISCAFRE J. *et al.* de 1976 (Appendice 2, § A2- 3.1.3), cela donne des durées de retour de 0,1 an pour le premier évènement et de 0,2 an pour le second. Ces faibles valeurs ne sont pas applicables avec les formules de MEUNIER M. de 1999 (Appendice 2, § A2- 3.1.3).

Toujours selon les données du Conseil Général, la hauteur d'eau en pointe de crue était de 11 cm pour la crue du 7 octobre et de 6 cm pour celle du 12. On doit remarquer tout de même la difficile interprétation de l'hydrogramme pour la crue du 12 octobre (figure A3-05). On peut entrevoir des perturbations dans les mesures, avec vers 19 h 00, une chute de hauteur d'eau inférieure au niveau de base de 4 cm et, de la même façon, l'absence de pic de crue entre 14 et 17 h 00, alors que les précipitations sont relativement importantes. Faute de mieux, nous prendrons quand même ces valeurs pour calculer le débit de pointe. On peut quand même dire que les deux crues sont, somme toute, assez équivalentes et sont plutôt à considérer comme des petites crues qui interviennent souvent, au passage d'une onde tropicale ou d'un cumulus particulièrement bien développé.

Il nous est très difficile d'estimer le débit, car nous n'avons jamais observé les lames des hautes eaux au niveau du limnimètre. Or, le limnimètre se situe à l'entrée du pont, là où le substrat passe de granuleux naturel à une dalle en béton. Ainsi, si l'on applique la formule de Manning-Strickler pour les deux types de tronçon, on obtient des valeurs qui nous donnent l'intervalle dans lequel le débit doit vraisemblablement se situer.

Formule de Manning-Strickler

$$Q = (26 / d_{50}^{1/6}) \cdot i^{1/2} \cdot [(H \cdot 1) / (1 + 2 \cdot H)]$$

Avec

Q	= débit ($m^3 \cdot s^{-1}$)
d_{50}	= diamètre des matériaux pour 50 % (quantile) de la courbe granulométrique (m)
i	= pente (%)
H	= Hauteur d'eau (m)
l	= Largeur des écoulements (m)

Si l'on considère une largeur de 5,5 m, avec (Appendice 2, figure A2-09) :

- en amont du pont, les caractéristiques suivantes : pente = 2,7 %, $d_{50} = 0,133$ m ;
- sous le pont, les caractéristiques suivantes : pente = 1,1 %, $d_{50} = 0,003$ m ;

on obtient une fourchette de débits de $6,3$ à $7,6 m^3 \cdot s^{-1}$ pour la crue du 7 octobre et de $3,5$ à $4,2 m^3 \cdot s^{-1}$ pour celle du 12 octobre. Seuls les jaugeages permettraient d'obtenir des valeurs de débits réels. Les valeurs calculées ne sont que des estimations.

Débit max : $Q_{max} (m^3 \cdot s^{-1})$	Crue du 07/10/01	Crue du 12/10/01
Manning-Strickler	7	4
Méthode rationnelle	28	80

Les modèles de crue ne sont théoriquement pas applicables pour des durées de retour aussi faibles (Appendice 2, § A2- 3.4.3). L'exemple doit nous faire prendre conscience de l'importance de la qualité des données hydrologiques (pluie et débit) si l'on veut analyser ce qui se passe réellement dans les cours d'eau.

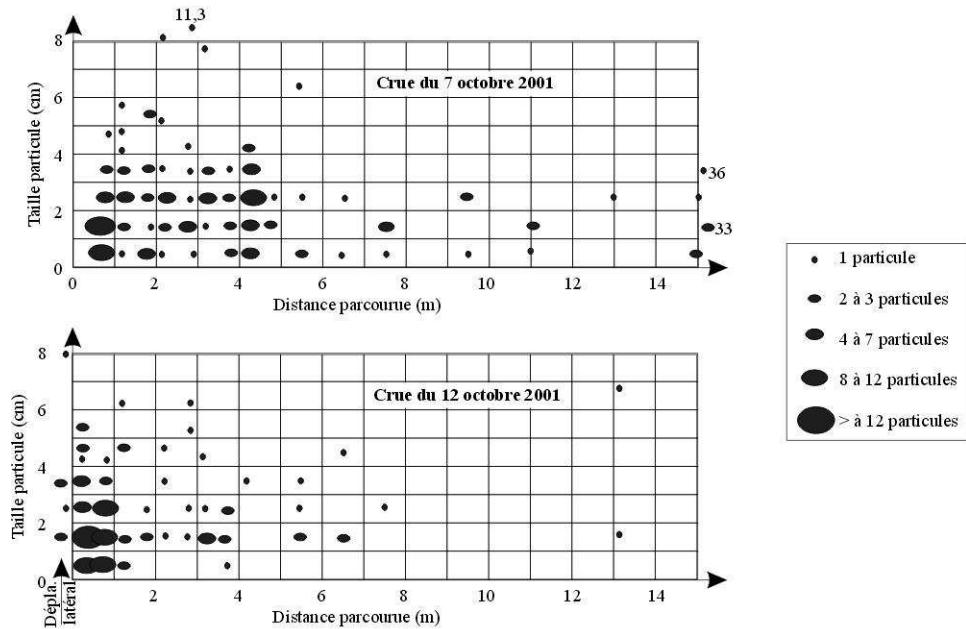
A3- 3.1.3 Les déplacements de matériaux

Les résultats sont représentés dans le tableau A3-01, la figure A3-06 et la planche photographique A3-04 déjà vus précédemment.

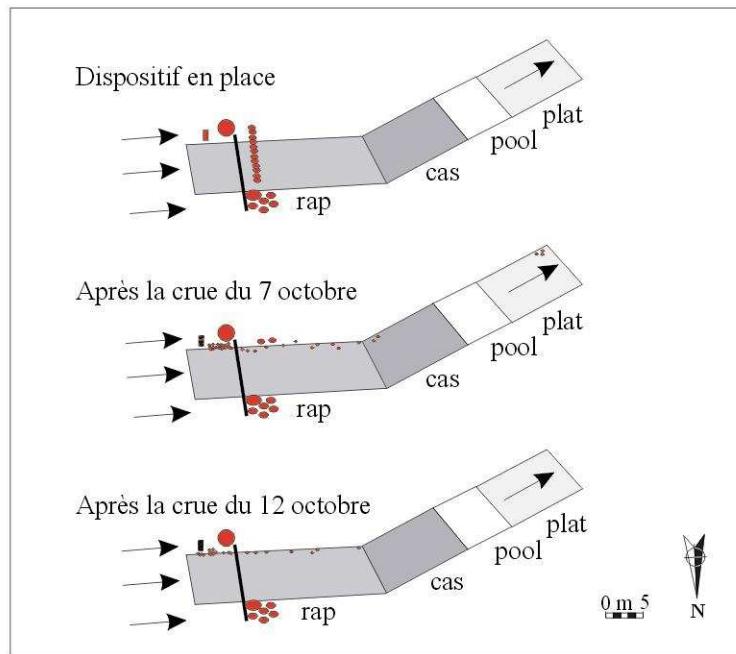
On peut remarquer que seules deux roches sur les quinze positionnées sur le substrat, ont été retrouvées, car elles n'ont été que peu déplacées. Cela montre l'importance du pavage et, plus précisément, de l'imbrication des particules entre elles. Quand les roches sont posées sur le substrat, elles ont une surface de frottement à l'eau bien plus importante. Les turbulences qu'elles imposent aux écoulements, les aspirent vers l'aval et contribuent à leur mobilisation. Non retenues, les roches posées peuvent alors rouler facilement vers l'aval. Où sont passées les autres roches posées? Vu le faible chamboulement du lit mineur pendant la première crue, il paraît peu probable qu'elles se soient incorporées et diluées dans la masse substrat du lit. Elles auraient pu être transportées sur des distances importantes, pendant toute la crue, et sortir de la station expérimentale. Pour cela, elles auraient dû parcourir une distance supérieure à 230 m. Mais surtout, elles auraient dû franchir tous les obstacles (embâcle végétal) et les pièges comme les petites vasques dans les faciès cascades et radiers. Une autre hypothèse proviendrait de l'abrasion de la peinture par les M.E.S. et le charriage des sables et ponces. Ainsi, les pierres, bien que légèrement déplacées, ne seraient plus reconnaissables. Les deux roches retrouvées en rive gauche sur le lit mineur étaient visiblement au départ les plus excentrées, celles partiellement protégées par un très gros bloc à l'amont. Elles ne laissaient pas voir de trace d'abrasion particulière. Nous sommes donc surpris de n'avoir retrouvé que si peu de ces roches, dans un lit qui semblait si peu modifié par la crue.

Figure A3-06) Représentation graphique des déplacements des roches marquées pendant deux crues

A) Déplacement des roches marquées en fonction de leur taille



B) Schématisation du déplacement des roches marquées au cours des deux crues



Conception: LALUBIE G (2001)

Tableau A3-01. Résultats bruts des déplacements des roches marquées

A) Résultats des roches peintes charriées par la crue du 7 et 8 octobre 2001
 Entre 80 et 85 % des roches sont déplacées

Distance	0 - 0,5 m	0,5 - 1 m	1 - 1,5 m	1,5 - 2 m	2 - 2,5 m	2,5 - 3 m	3 - 3,5 m	3,5 - 4 m	4 - 4,5 m	4,5 - 5 m	
Taille	0 - 1 cm	0	10	1	4	1	1	0	2	7	0
	1 - 2 cm	0	18	3	1	3	6	1	3	5	2
	2 - 3 cm	0	6	4	3	5	1	6	2	11	1
	3 - 4 cm	0	2	3	3	1	1	3	1	4	0
	> 4 cm	0	4,7	4,1; 4,8; 5,7	5; 5,5	5,1; 8,1	4,3; 11,8	7,7		4,2; 4,3	

Distance	5 - 6 m	6 - 7 m	7 - 8 m	9,5 - 9,7	11,4 - 11,6	13,5 m	15,5 - 16 m	33,5 - 36 m	
Taille	0 - 1 cm	2	1	1	0	1	0	2	0
	1 - 2 cm	0	0	3	1	2	0	0	2
	2 - 3 cm	1	1	0	2	0	1	1	0
	3 - 4 cm	0	0	0	0	0	0	0	1
	> 4 cm	6,4							

Roches posées:
 Distance: 0,5 m Taille: 18 cm
 Distance: 1 m Taille: 11 cm

Distance	0 - 0,5 m	0,5 - 1 m	1 - 1,5 m	1,5 - 2 m	2 - 2,5 m	2,5 - 3 m	3 - 3,5 m	3,5 - 4 m	4 - 4,5 m	4,5 - 5 m	
Taille	0 - 1 cm	11	11	2	0	0	0	0	1	0	0
	1 - 2 cm	17	13	2	2	1	1	7	2	0	0
	2 - 3 cm	7	9	0	1	0	1	0	2	1	0
	3 - 4 cm	5	2	0	0	1	0	1	0	0	0
		4,2; 4,5; 4,6									
	> 4 cm	5,3; 5,5; 5,5	4,2	4,7; 4,9; 6,1		4,7	5,1; 6,1	4,2			

Distance	5 - 6 m	6 - 7 m	7 - 8 m	13,1	Latéral	Remaniement interface
Taille	0 - 1 cm	0	0	0	0	6
	1 - 2 cm	2	3	0	1	15
	2 - 3 cm	1	0	1	0	7
	3 - 4 cm	1	0	0	3	3
	> 4 cm		4,5		6,7	9,2
						4,4; 4,5; 4,6

C) Résultats des roches peintes restées sur place

Taille	effectif immobile
0 - 1 cm	2
1 - 2 cm	30
2 - 3 cm	35
3 - 4 cm	29
4 - 5 cm	17
5 - 6 cm	14
6 - 7 cm	2
7 - 8 cm	3
8 - 9 cm	2
> 9 cm	13,5 cm

Conception : LALUBIE G. (2001)

Nous avons pu en effet retrouver de nombreux graviers et petits galets marqués étalés jusqu'à 16 m en aval de la parcelle peinte. Ainsi, pour la parcelle de 0,5 m², les résultats ont été assez favorables. La relocalisation était assez importante compte-tenu de l'hétérogénéité de la taille des particules et de la distance parcourue. Nous avons retrouvé et mesuré 462 particules de taille allant de moins de 1 cm à 12 cm. Nous en avons retrouvé 161 étalées entre 0,5 et 36 m, après la première crue et 125 après la seconde sur une distance de 13 m.

Après la seconde crue, nous avons enlevé toutes les particules restées sur place. Il y en avait encore 135, d'une taille comprise entre 1 et 13,5 cm. Il semble que, préférentiellement, les plus grosses particules soient restées sur place. La taille n'est évidemment pas le seul critère, car nous avons récupéré une particule de 12 cm de largeur déplacée sur 3 mètres.

Nous avons aussi retrouvé 41 particules déplacées latéralement et remaniées dans le substrat. Elles n'ont donc pas été déplacées vers l'aval avec le courant, mais dans le sens de la pente transversale. Comme le souligne HAMM L. *et al.* (1994), les formules de transports solides ne prennent pas en compte ce phénomène, qui est pourtant mis en évidence ici. Parmi ces 41 particules, environ la moitié était enfouie dans le substrat au niveau de l'interface entre les écoulements et le lit mineur. De la sorte, on peut imaginer que le substrat, de taille supérieure à 1 cm, peut être malaxé en surface sans pour autant être déplacé sur de longues distances, à cause du batillage qui se crée à l'interface de l'écoulement et du lit mineur, et où la vitesse de l'eau est pratiquement nulle. Ce ne serait donc pas la vitesse des écoulements pendant la crue, mais la durée du batillage (lequel dépend de la vitesse de décrue) qui serait responsable de cet enfouissement sans déplacement vers l'aval.

Lors de la crue du 7 octobre, environ 80 % des particules marquées ont été déplacées. Il apparaît aussi que les galets, de taille supérieure à 4 cm, ne soient pas déplacés sur une distance supérieure à 5 m pour cette petite crue. Les plus petites particules ont été charriées jusqu'à 36 m. En moyenne, les déplacements peuvent être estimés à 3 m pour les particules comprises entre 1 et 12 cm.

Pour la crue du 12 octobre, nous avons retrouvé un grand nombre de particules par rapport à celles restées sur place. Peut-être que certaines ont été déplacées lors de la première crue, mais n'ont été découvertes que quand la seconde crue les a de nouveau déplacées ou simplement découvertes. Les distances parcourues sont moins importantes. On ne sait pas si cela est dû à une crue moins importante ou si les particules à déplacer étaient plus grosses, ou mieux encastrées dans le substrat. En moyenne, les déplacements peuvent être estimés à 1,5 mètres pour les particules comprises entre 1 et 6 cm.

Pour ces deux crues, on peut aussi remarquer que les éléments ont été déplacés en suivant les lignes d'écoulements (figure A3-06). Elles sont toutes restées en rive gauche. Cela indique un charriage plutôt ordonné et non un chamboulement radical.

En conclusion, pour les faibles crues de ce type, la mobilisation semble surtout se dérouler particule par particule et non selon un chamboulement total du lit, ni par la mobilisation de toute la couche superficielle. A l'interface de l'eau et du lit mineur, le substrat est quand même remanié sur une épaisseur de 5 cm, sans pour autant subir des déplacements vers l'aval. Les déplacements sont dans ce cas plutôt latéraux. En ce qui concerne la parcelle peinte, on peut enfin remarquer sur la planche photographique A3-04, que le substrat mobilisé a été remplacé par d'autres matériaux (sables et graviers). Ceci est un indice de l'équilibre du lit, où les apports par les versants sont compensés par la capacité de charriage du cours d'eau. Du reste, nous reconnaissons qu'il est délicat de déduire tant de généralités uniquement de l'observation de deux petites crues. C'est pour cette raison que nous avons suivi la topographie de la station pendant tant d'années.

A3- 3.2. Le suivi des profils du lit au cours du temps

Nous avons ainsi suivi neuf profils en travers répartis sur 580 m et un profil en long de 130 m. Nous avons commencé les mesures en juillet 2000 et l'objectif, en dehors des crues, était de réaliser une série de mesures annuelles, en général en dehors des périodes de crue. La dernière mesure date de mai 2007. Sept campagnes de mesure ont été réalisées. Les résultats graphiques sont présentés dans les

figures A3-07 à A3-16 et le tableau A3-02, lequel synthétise les variations des différents profils suivis. Les figures A3-08 à A3-16 détaillent les profils par campagne.

L'évolution des tronçons, en terme d'érosion ou de sédimentation, n'est pas uniforme (tableau A3-02). Pour chaque campagne de mesure, certains profils en travers s'enfoncent et d'autres s'exhaussent. Cette disparité s'observe également sur l'ensemble de la période de sept ans (figure A3-07), puisque la balance sédimentaire est positive pour trois profils en travers (2, 4 et 7), négative pour un (5) et on peut dire équivalente pour les trois derniers (1, 3 et 6). On remarque aussi que tous les profils ont des tendances qui s'inversent, au cours des années. Cette caractéristique traduit une respiration active du lit. Sur la figure A3-07, on peut estimer cette respiration comprise entre 0,2 et 0,5 m. On peut toutefois observer une tendance générale commune à tous les profils, d'érosion entre 2001 et 2002 et entre 2006 et 2007, et à l'inversement, d'exhaussement général entre 2003 et 2006.

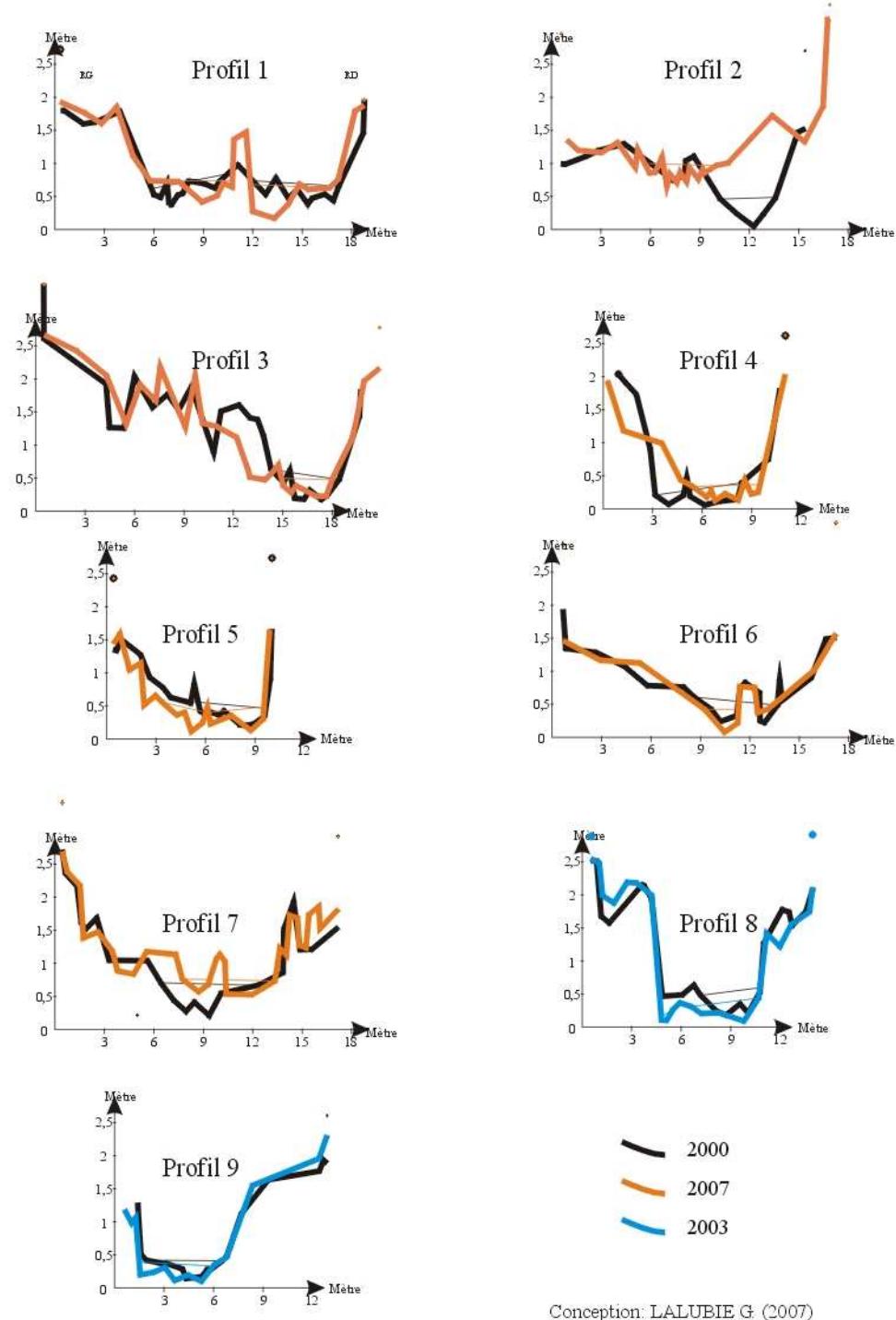
Tableau A3-02. Evolution des profils transversaux pour chaque campagne de mesure

Evolution	2001	2001	2002	2003	2006	2007	6 ans
Profil 1	↑↑	↓	↓	=	↑↑	↓	↓↑
Profil 2	↑↑	↓↑	=	↑	↑	=	↑
Profil 3	↓↑	↓	↓	↓	↓↑	=	↓↑
Profil 4	↑	↑	↓	↑	↑	↓	↑
Profil 5	↓	↓	↓↑	↑	↓↑	=	↓
Profil 6	↓↑	↓	=	↑	↓↑	=	↓↑
Profil 7	↓	=	=	↓	↑↑	↓	↑
Profil 8	↓	=	↓	↓			↓
Profil 9	↓	↑	↓	↓			↓
Profil long	↓	↑	↓↑	↓↑	↓↑	↓↑	

↑↑ Sédimentation importante ↓↑ Sédimentation et érosion
↑ Sédimentation = Très peu changé
↓ Erosion

Conception : LALUBIE G. (2007)

Figure A3-07) Comparaison des profils en travers de la Rivière Roxelane, à la station Trois Ponts, entre 2000 et 2007

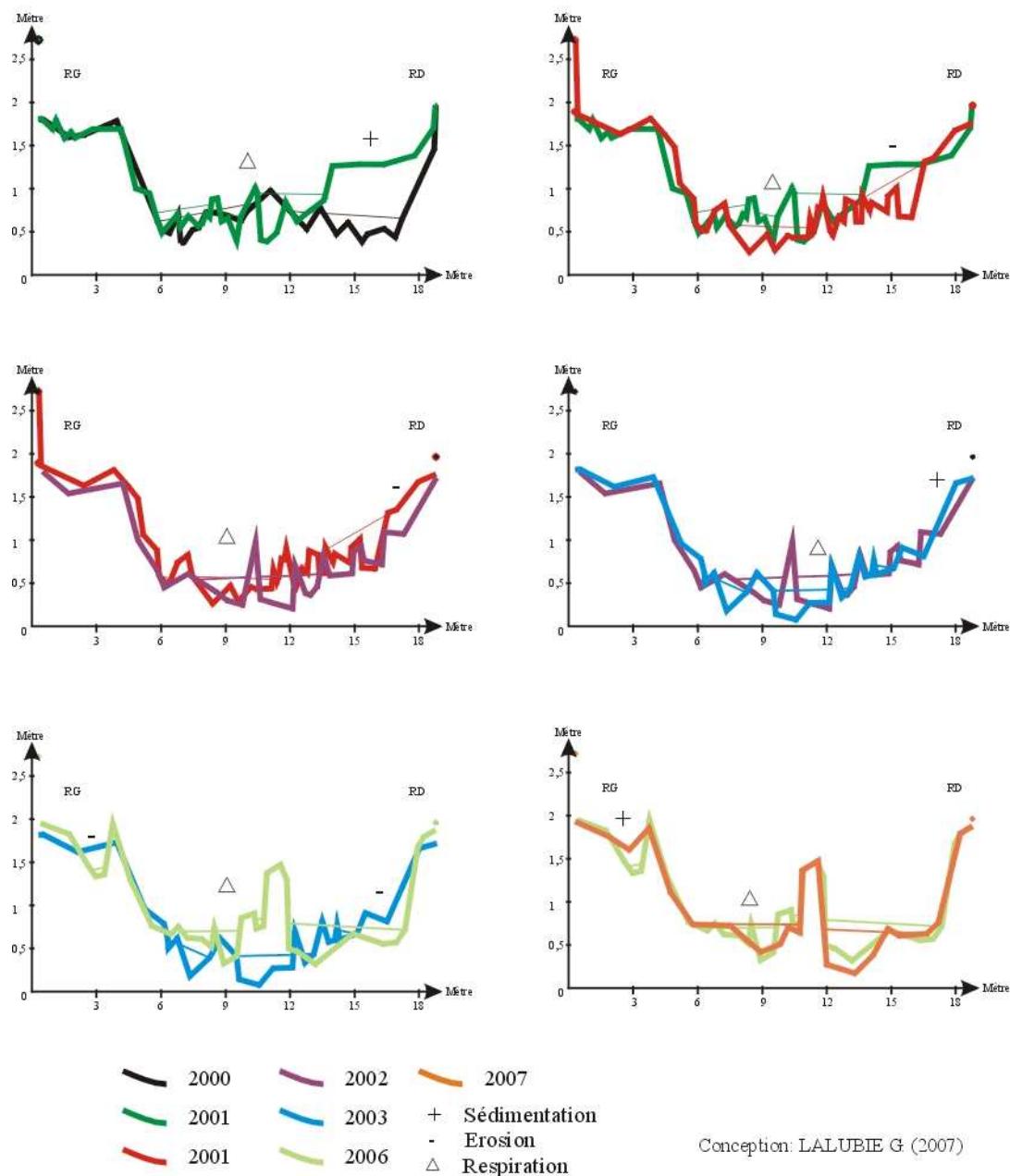


En analysant dans le détail les différents profils, on peut observer des caractéristiques de fonctionnement géomorphologique du lit du cours d'eau.

- Profil 1

Sur le profil 1, figure A3-08, nous pouvons observer en rive droite une très forte respiration correspondant à des apports de matériaux par le versant. En effet, le profil 1 se situe juste en amont d'un éboulement actif (figure A3-02) et en aval d'un escarpement vertical lui aussi actif (chutes de matériaux). Entre chaque campagne, la respiration est aussi importante dans le lit mouillé. La rive droite, convexe, n'est pas non plus épargnée par des modifications du "pseudo" lit mineur. Nous voyons en effet, qu'entre 2003 et 2006, un bras secondaire, mais actif, s'est formé. Un an après, il est en phase de comblement et ne coule plus en basse eau.

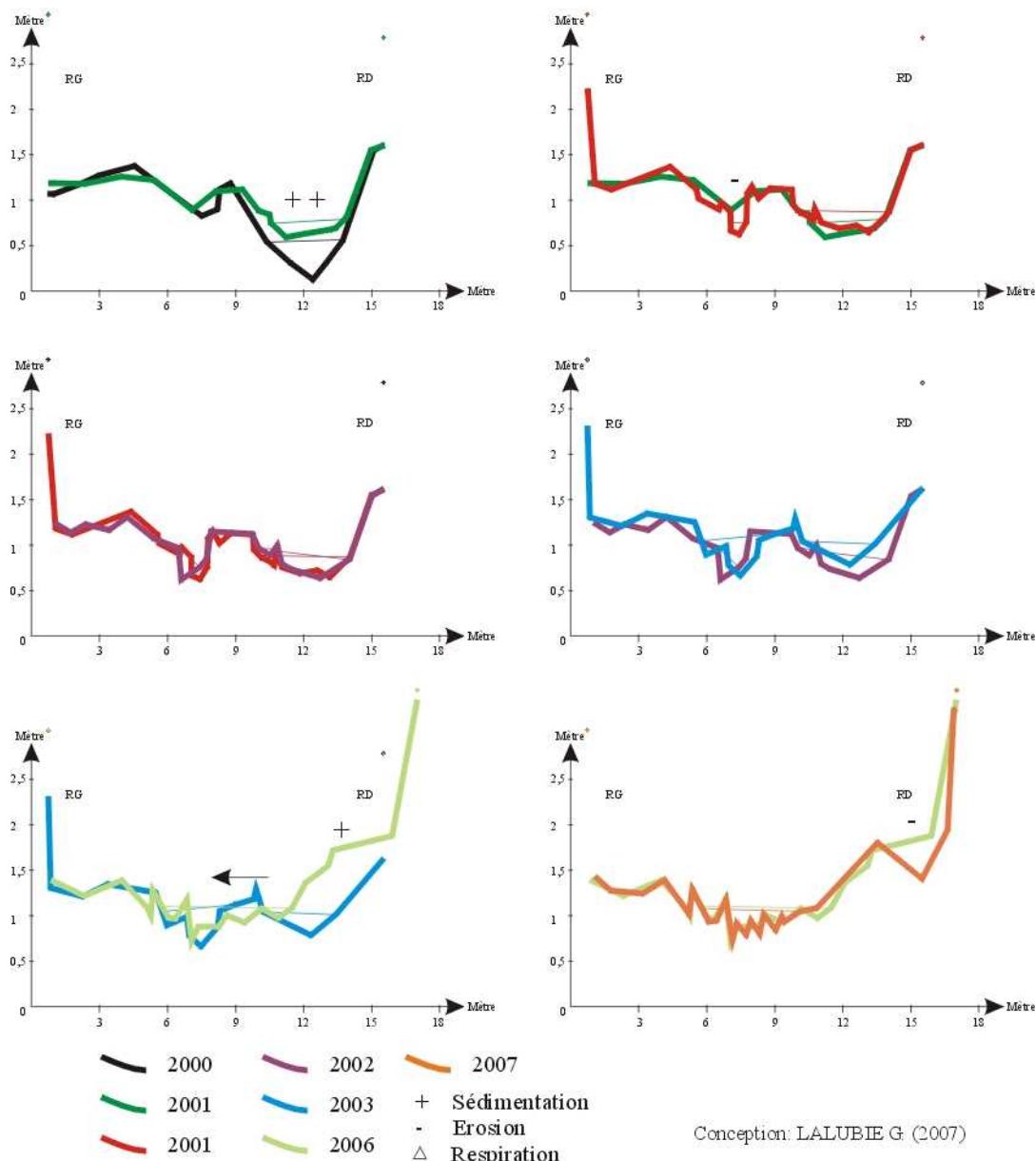
Figure A3-08) Evolution du profil en travers 1
 de la station Trois Ponts sur la Roxelane



- Profil 2

A 50 m en aval de l'éboulement actif dont nous venons de parler, le profil 2 subit également l'influence des apports de matériaux par le versant et montre régulièrement des phases de sédimentations (figure A3-09). On remarque aussi la déportation des écoulements vers l'extérieur du méandre, soit en rive gauche. Le cours d'eau s'est d'abord constitué un bras secondaire, puis ce dernier est devenu progressivement le principal. Enfin, le lit principal au départ est lui devenu secondaire, puis a fini par se combler. Ce phénomène a débuté depuis septembre 2001 et il se traduit aussi par la sédimentation sur la rive droite convexe depuis 2002. Le lit mouillé s'est ainsi écalé de 4 m en 6 ans. Enfin, on peut aussi observer que les écoulements de crue érodent aussi parfois le lit mineur à l'intérieur du méandre (entre 2006 et 2007).

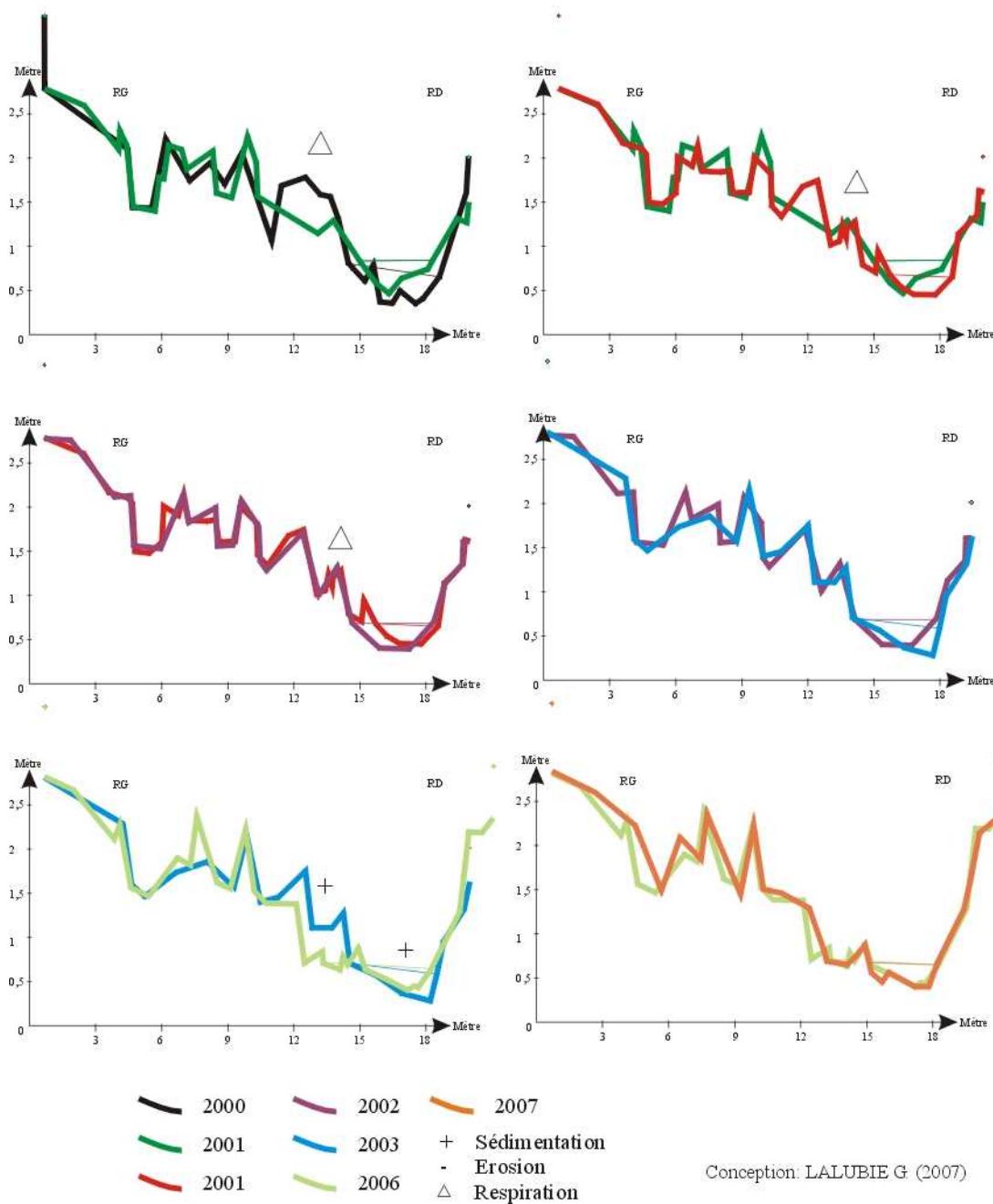
Figure A3-09) Evolution du profil en travers 2
de la station Trois Ponts sur la Roxelane



- Profil 3

En ce qui concerne le profil 3 (figure A3-10), on observe une certaine stabilité du lit. Les différences proviennent essentiellement du déplacement de quelques roches. En revanche, il se pourrait que le profil subisse un fort exhaussement conséquent à la dislocation d'un énorme gros bloc (photographie B de la planche photographique A2-01, Appendice 2, § A2- 2.2.1) une dizaine de mètres en amont du profil. Cet amas de matériaux est en train de se propager vers l'aval et les gros blocs vont bientôt atteindre le profil 3. Il sera alors intéressant de suivre le comportement du lit pendant le transit de ces gros blocs.

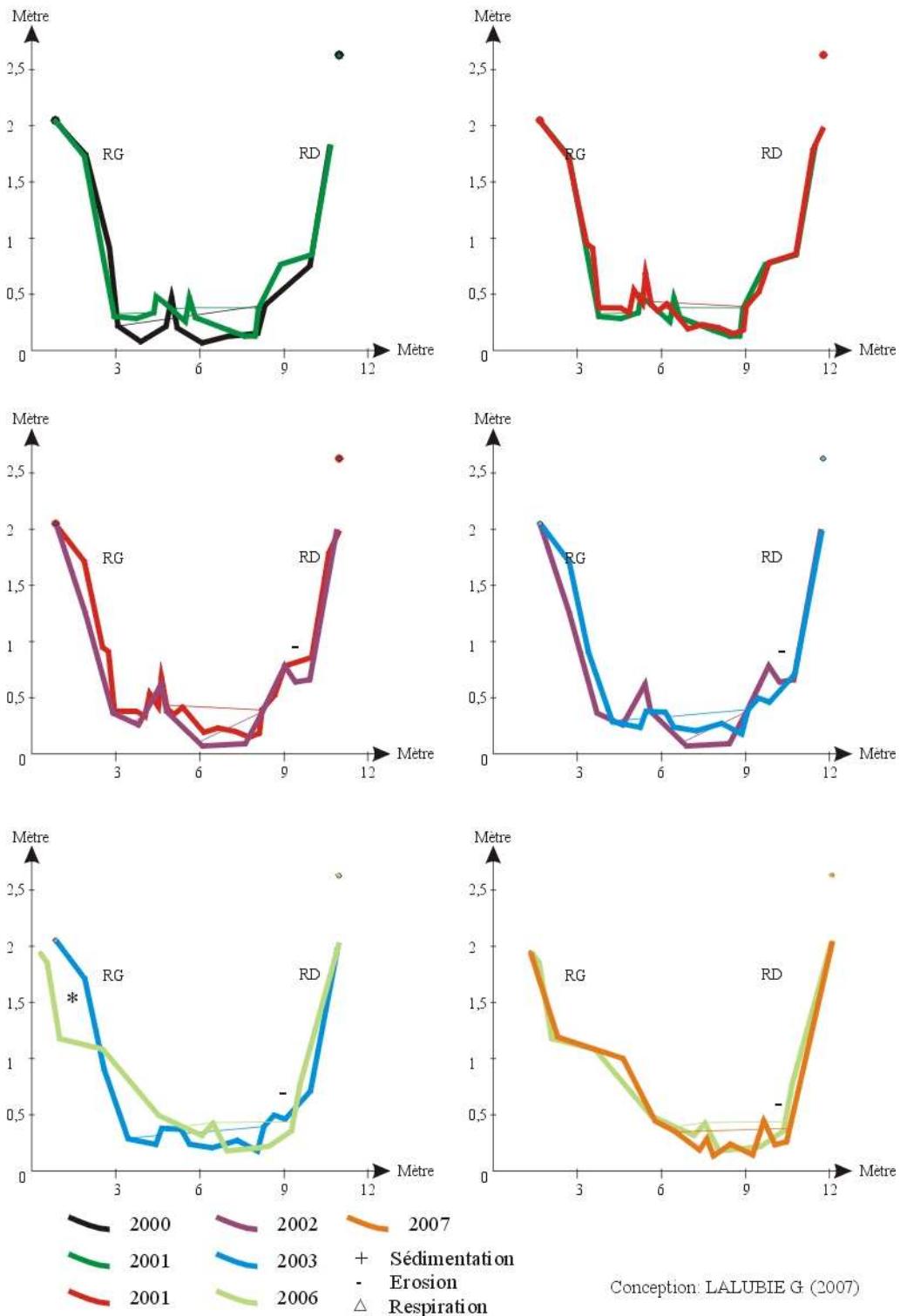
Figure A3-10) Evolution du profil en travers 3
 de la station Trois Ponts sur la Roxelane



- Profil 4

A l'entrée de la gorge, le profil 4 (figure A3-11) n'a subi que de légères modifications en 7 ans, illustrant la respiration du lit sur une ampleur de 0,2 m. On peut remarquer quand même une érosion constante du substrat de la rive droite. En 2007, les écoulements ont atteint la roche cohérente du versant (brèche indurée). L'érosion qui semble s'être produite en rive gauche entre 2003 et 2006 est en fait conséquent au passage d'un repère à un autre, une dizaine de centimètres en amont, le premier ayant disparu (certainement brisé au cours d'une crue).

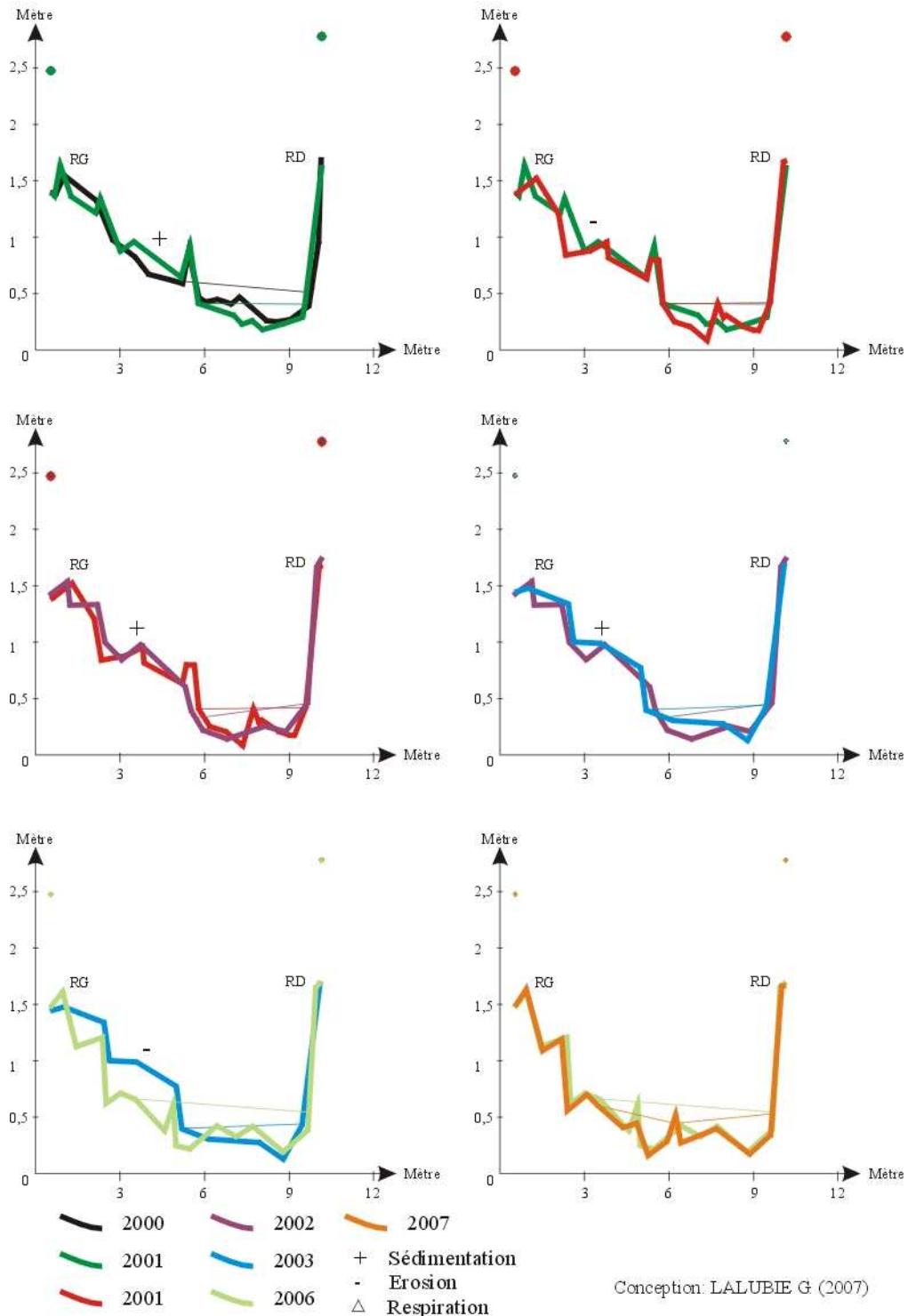
Figure A3-11) Evolution du profil en travers 4 de la station Trois Ponts sur la Roxelane



- Profil 5

A l'intérieur de la gorge, le profil 5 (figure A3-12) subit une franche respiration en rive gauche. Il semble que le substrat du lit mineur serve à adapter la section du lit en fonction de la nécessité face aux écoulements de crue. Le lit mouillé est toujours resté à la même altitude, il s'est simplement élargi. Sa respiration peut être estimée à une vingtaine de centimètres.

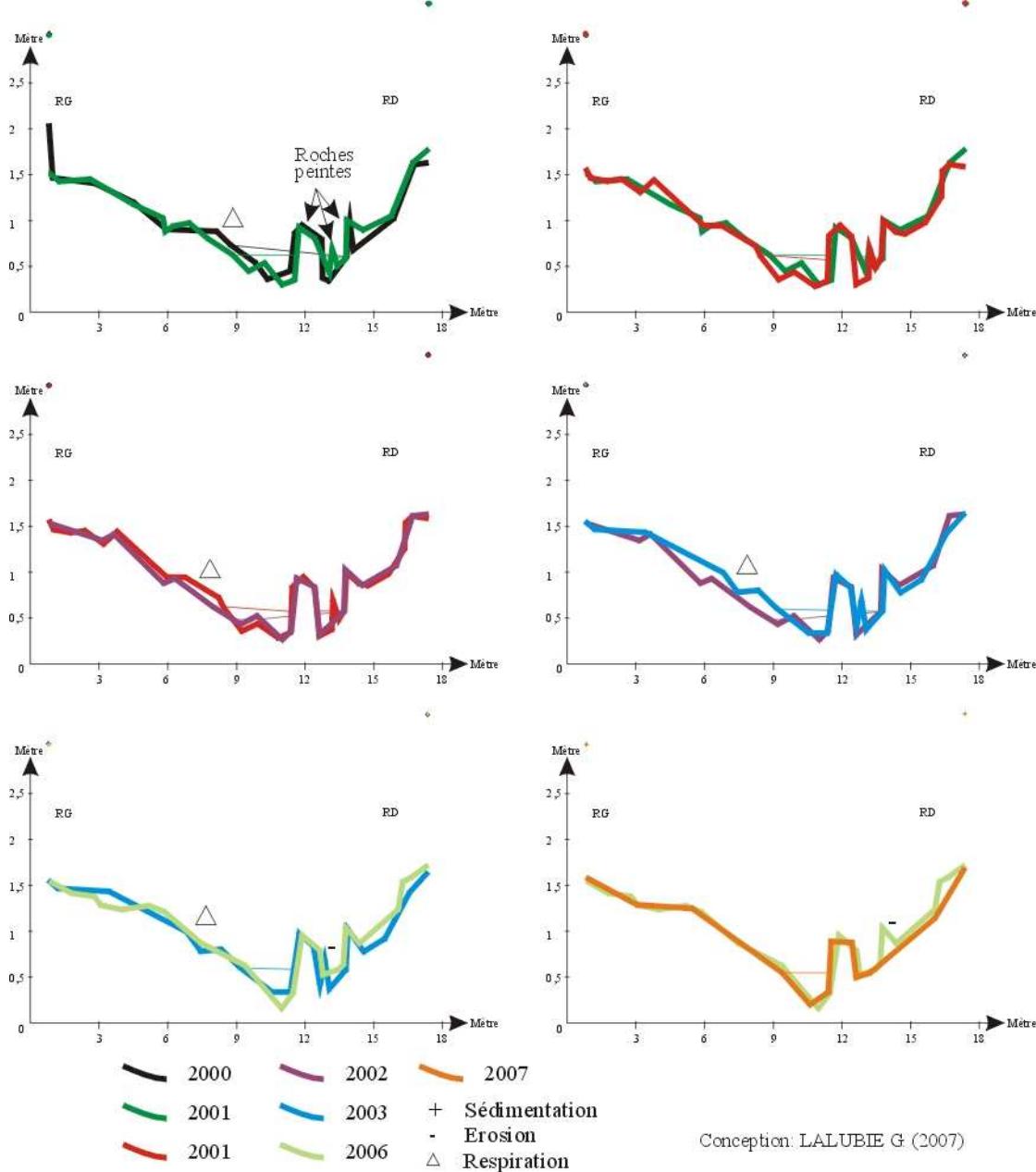
Figure A3-12) Evolution du profil en travers 5
de la station Trois Ponts sur la Roxelane



- Profil 6

Le profil 6 est celui qui correspond au site de marquage des roches (§ A3- 3.1). Nous pouvons constater sur la figure A3-13, que le profil en travers est très stable. Les plus grosses roches peintes en rive droite sont restées en place. Certaines ont tout de même disparu entre 2003 et 2006. La respiration du lit n'est que d'une dizaine de centimètres, malgré, comme nous l'avons vu précédemment, que le substrat soit mobilisé pendant les crues. Nous avions d'ailleurs remarqué sur la parcelle peinte que les particules mobilisées avaient été remplacées par du substrat arrivé par la même crue. Ce profil avait été choisi pour observer éventuellement l'évolution des écoulements du bras principal vers le bras secondaire. Malgré l'activation de ce dernier pendant certaines crues (destruction de la végétation), il ne s'est pas enfoncé. A l'entrée du bras secondaire, en rive gauche, l'unique bloc d'environ 1 m³, a quant à lui été mobilisé probablement par la crue de l'hivernage 2005 qui a globalement exhaussé le lit. Malgré sa situation dans une zone de méandres successifs et de bras secondaires (figure A3-02), le profil en travers 6 est le plus stable de la station expérimentale.

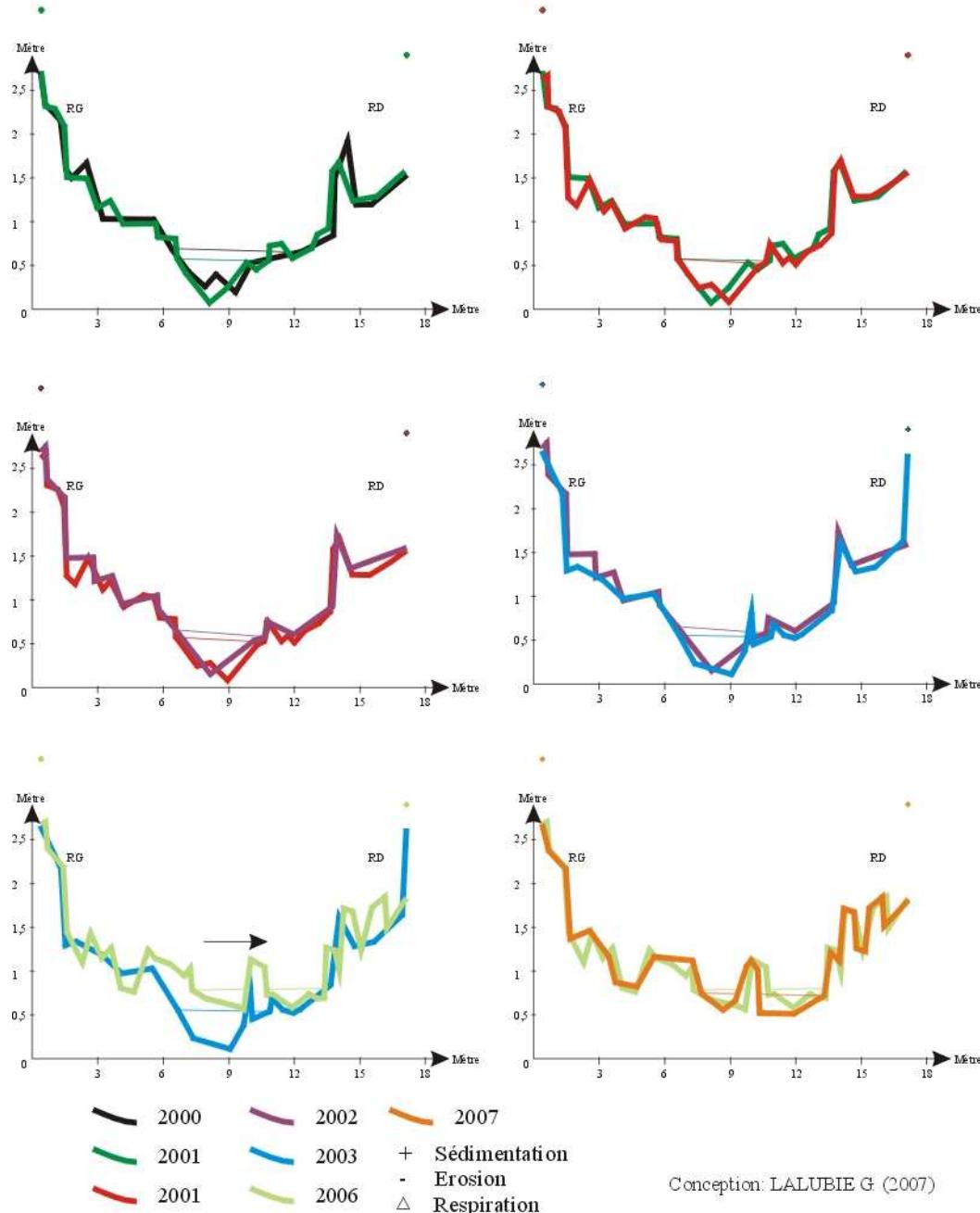
Figure A3-13) Evolution du profil en travers 6
de la station Trois Ponts sur la Roxelane



- Profil 7

Le profil 7 (figure A3-14) a surtout été modifié entre 2003 et 2006. Le lit mouillé a été décalé de 2 m vers la rive droite, et le lit mineur a aussi été transformé. En rive gauche, le lit mineur s'est exhaussé mais, en même temps, un bras secondaire s'est aussi formé. En rive droite, le lit mineur a aussi été perturbé, avec notamment l'apport de gros blocs.

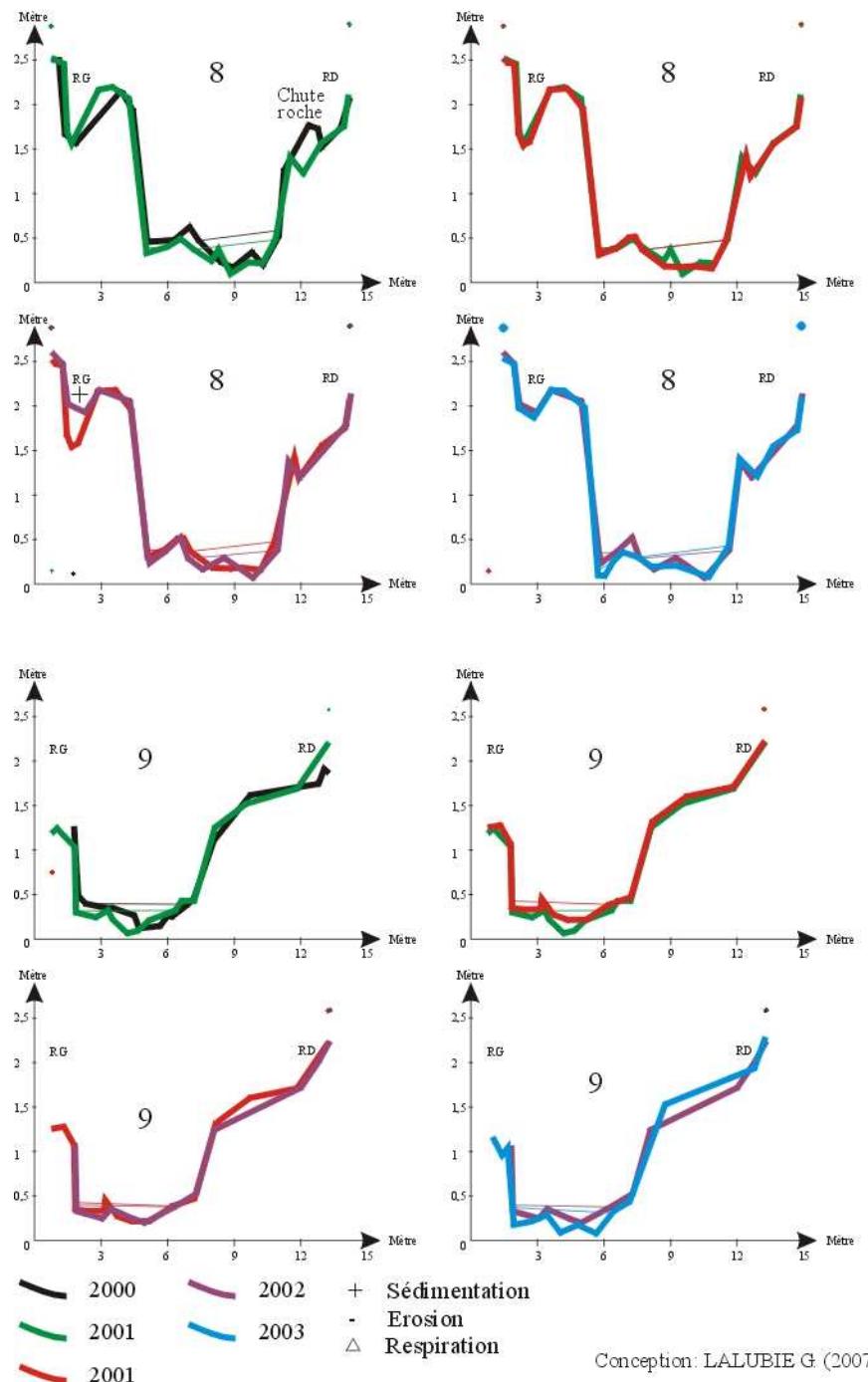
Figure A3-14) Evolution du profil en travers 7
de la station Trois Ponts sur la Roxelane



- Profils 8 et 9

A cause du chamboulement du lit par les travaux réalisés sur le versant gauche du cours d'eau, les profils 8 et 9 n'ont été suivis uniquement que pendant trois ans. Nous pouvons tout de même observer sur la figure A3-15 que les profils sont restés stables et que seul le lit mouillé s'est légèrement enfoncé d'une vingtaine de centimètres. Sur le profil 8, on peut aussi remarquer quelques faibles modifications sur les versants. Entre 2000 et 2001, on peut observer la chute d'un bloc en rive droite, mais aussi le comblement d'une dépression en rive gauche, par des chutes de matériaux provenant du versant.

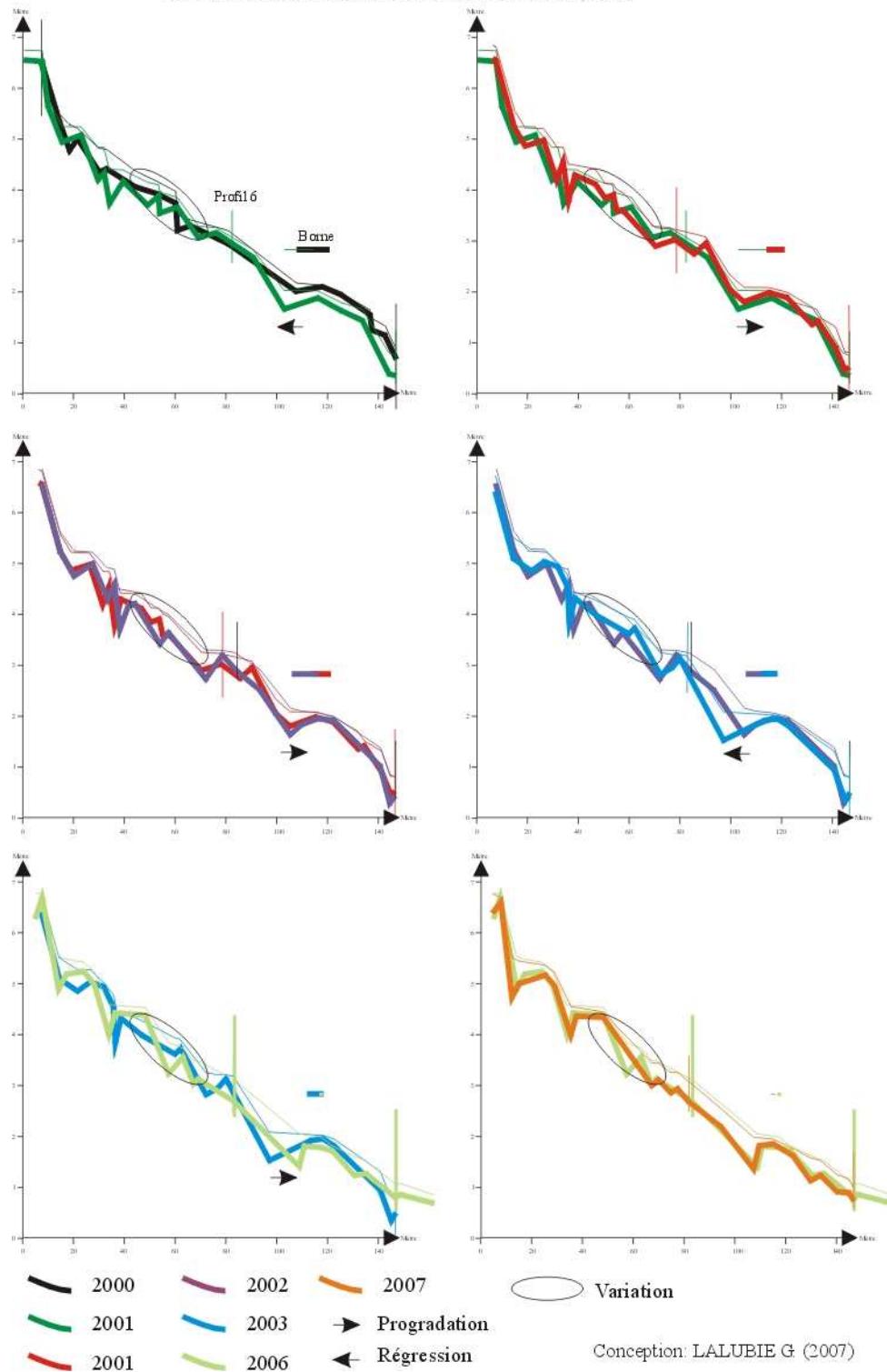
Figure A3-15) Evolution des profils en travers 8 et 9 de la station Trois Ponts sur la Roxelane



Sur les sept ans où nous avons suivi le profil en long (figure A3-16), nous pouvons nous apercevoir qu'il est resté assez stable dans l'ensemble. On peut reconnaître sur toutes les périodes les différents faciès du profil. Deux exceptions sont notées sur la figure.

La première se situe en amont du profil 6, au niveau d'une ligne droite, entre deux méandres tournant à droite, parallèle à un bras secondaire bien marqué mais rarement actif. Les faciès peuvent se raccourcir et alors la succession de radiers et de rapides est plus importante. Des plats et même des pools peu profonds peuvent aussi se créer à l'aval immédiat des rapides. Si les modifications s'observent à l'intérieur du tronçon, ce dernier conserve une pente générale équivalente.

Figure A3-16) Evolution du profil en long
 de la station Trois Ponts sur la Roxelane



La seconde zone de modification récurrente se situe à un pool, au niveau du repère altimétrique (figure A3-16). En amont du pool, on peut remarquer une progradation du rapide, pendant les phases de sédimentation et, inversement, une régression du rapide en phase d'érosion. Ainsi, la profondeur et la longueur du pool varient. Le plat, qui se situe au débouché d'un bras secondaire et qui succède au pool, est quant à lui très stable.

Le suivi à long terme de la morphologie de la station Trois Ponts n'a pas donné de résultats très spectaculaires. Ces données ont toutefois l'intérêt d'être rares et peuvent aboutir à quelques observations intéressantes.

Il nous a permis de mesurer les tendances lourdes comme l'érosion ou la sédimentation dans le lit. Les mesures nous ont laissé comprendre que l'érosion était dominante dans le lit au cours des écoulements de base et des crues qui restent confinées à l'intérieur du lit mineur principal. En revanche, la sédimentation semble dominer lors des crues plus importantes (de fréquence 3 à 5 ans), ce qui se traduit par l'exhaussement du lit. Nous avons mesuré une respiration de 20 à 50 cm d'amplitude en général.

Nous venons de parler d'érosion ou de sédimentation dominante dans le lit, car nous avons observé que les tendances n'étaient pas généralisées à l'ensemble du tronçon de la station. Pendant que certains profils en travers s'incisaient, d'autres pouvaient s'exhausser ou rester inchangés. De même au sein d'un même profil, on peut observer des variations antagonistes. Cela pourrait laisser entendre qu'il se produit un charriage par bouffée conséquente à la rupture du pavage en des points isolés, au fond du lit. Cette hypothèse serait compatible avec l'hétérogénéité du substrat et les premiers résultats. Nous ne connaissons pas l'ampleur de la crue capable de mobiliser l'ensemble du substrat du lit mineur. Pour être plus pertinent dans l'interprétation des résultats, il aurait fallu effectuer les mesures avec une fréquence plus rapprochée, mais surtout suivre les modifications de topographie après les crues les plus importantes. Nous aurions pu ainsi observer l'ampleur de l'impact des crues en fonction de leur intensité. Depuis le début du suivi, il ne s'est à peu près rien passé de trop sévère. Nous nous approchons désormais statistiquement d'un phénomène plus exceptionnel (de récurrence supérieure à 10 ans). Nous ne connaissons pas l'impact exact de ces crues remarquables sur la morphologie du lit. Il serait donc très intéressant de pouvoir continuer à mesurer la topographie de la station, afin de déterminer la crue provoquant de démantèlement complet du pavage et la mobilisation de l'ensemble des gros blocs et d'en observer l'impact sur le lit.

Ce suivi de topographie de la station Trois Ponts, nous a aussi permis de suivre dans le détail les modifications des écoulements au sein du lit mineur. Sur les profils 2 et 4, nous avons observé le déplacement latéral des écoulements vers l'extérieur de la sinuosité dans lesquels ils sont situés. Pour le profil 2, il reste environ 5 mètres avant que les écoulements viennent frapper sur le versant. Concernant le profil 4, dans la gorge, les écoulements ont atteint le versant et ne peuvent donc plus progresser. Si les écoulements dans les méandres ne sont pas à l'équilibre, c'est qu'ils ne se placent pas convenablement à la suite d'un chamboulement du lit. Pendant la décrue d'un évènement exceptionnel, il semble que les écoulements du cours d'eau se créent un lit mouillé au centre du lit mineur. Cette situation se rencontre généralement dans les rapides (faciès). Avec le suivi dans le temps du profil en long, nous avons pu en effet observer, qu'après l'exhaussement plus ou moins généralisé qui s'était produit avant la campagne de 2006, les faciès rapides avaient augmenté au détriment des cascades et des radiers, et que les pools avaient diminué en profondeur et en superficie (tableau A3-03).

Tableau A3-03. Proportion des faciès pool et rapide
dans le profil en long au cours du temps

Année	Pourcentage de pool	Pourcentage de rapide
2000	4	46
2001	11	27
2001	15	25
2002	19	44
2003	17	47
2006	12	55
2007	11	53

Conception : LALUBIE G. (2007)

Même si les chiffres du tableau A3-03 ne sont pas probants, il nous apparaît quand même que le charriage, pendant les crues importantes qui ont une action forte sur la morphologie du lit, aurait donc tendance à rendre la pente du cours d'eau uniforme à l'échelle du tronçon. Avec une pente moyenne de 4,6 %, le faciès dominant est alors le rapide. Dans cette hypothèse, le lit d'un cours d'eau est d'autant plus stable qu'il comporte un taux élevé de cascade et de pool. Inversement, si les rapides dominent largement, cela implique que le cours d'eau soit en phase d'érosion et risque de transporter plus de matériaux pour une crue similaire. Nous avons aussi pu conforter nos observations de terrain, dans le fait de la grande stabilité du lit au débouché des bras secondaires végétalisés, lesquels ne s'activent que pendant les crues exceptionnelles et qui traversent le "pseudo" lit majeur. Le profil 6 et le faciès plat du repère d'altitude au milieu du profil en long sont restés ainsi inchangés durant notre période d'observation. Ce curieux phénomène était déjà connu des anciens ingénieurs durant le début de la colonisation. En effet, le chemin, qui remonte dans la vallée en longeant le cours d'eau de chaque habitation agricole du nord de l'île, le traverse toujours en ces endroits particuliers (débouché des bras secondaires). De ces pistes, autrefois carrossables en charrette, il ne reste aujourd'hui pratiquement aucune trace, si ce n'est les plus gros ouvrages d'art pour enjamber les petits affluents dévalant du versant. Non fréquentées depuis plusieurs décennies, ces pistes sont devenues des sentiers pédestres fermés par la végétation. Il est en revanche remarquable de constater que les gués empruntés par le chemin pour traverser le cours d'eau principal, correspondent toujours à un faciès plat naturel, au substrat composé de galets en majorité. Depuis plusieurs siècles, ils sont toujours présents et correspondent curieusement aux portions de piste les mieux inscrites dans la vallée!

Le suivi de topographie dans le temps a aussi été un outil complémentaire dans la compréhension du fonctionnement du lit du cours d'eau. En effet, nous avons pu commencer à appréhender la respiration du lit. Nous pensons que les crues exceptionnelles mobilisent l'intégralité de la couche superficielle du substrat et les apports par les versants. Le lit du cours d'eau a donc tendance à s'exhausser et surtout à s'uniformiser en rapide (en termes de faciès). Par érosion des particules les plus petites, les crues modestes intervenant par la suite, engendrent, la diversification des faciès d'écoulement et génèrent un certain pavage du lit. Ensuite, tant qu'aucune crue importante (durée de retour de 3 à 5 ans) n'intervient, seul un charriage modeste et ponctuel dans le temps et dans l'espace, à la faveur de la rupture du pavage, se produit. Il a pour conséquence de diversifier les faciès d'écoulement.

On pourra donc conclure en proposant que le charriage d'une crue sera d'autant plus important que la crue qui le provoque reste rapprochée de la dernière crue exceptionnelle, laquelle a déjà chamboulé le lit. Ce principe ne prend évidemment pas en compte d'éventuels apports massifs de matériaux par les versants.

A3- 3.3. La détermination des surfaces instables sur le bassin versant

Afin de mieux comprendre le fonctionnement global de la station expérimentale de Trois Ponts sur la Rivière Roxelane, et notamment la fourniture de matériaux par le bassin versant, nous avons entrepris la descente du cours d'eau principal, de la tête du bassin versant jusqu'à la sortie de la station Trois Ponts, en notant toutes les traces d'activités géomorphologiques sur les escarpements rocheux bordant le lit et l'étude diachronique des photographies aériennes depuis 1951.

A3- 3.3.1. La descente du cours principal

Nous avons choisi de descendre le bras le plus à l'ouest du bassin versant (figure A3-17) malgré qu'il ne soit ni le plus long, ni le mieux centré sur le bassin versant. En revanche, il est le plus intéressant à effectuer en canyoning, puisqu'il est équipé pour franchir les 12 rappels avec des cordes. Nous avons effectué la descente du cours d'eau pendant deux jours. Il y a heureusement un échappatoire au milieu du bassin versant (figure A3-17), ce qui nous a évité de dormir dans la rivière. Nous avons entrepris cette descente dans le but de relever les instabilités des escarpements qui bordent le cours d'eau et les particularités hydro-géomorphologiques observables. Contrairement aux autres descentes de cours d'eau que nous avons effectuées, nous ne nous sommes pas contentés d'observations qualitatives, mais nous sommes descendus avec une boussole, un topofil et un altimètre afin de pouvoir quantifier et relever les observations sur la carte IGN Top 25. Les dimensions horizontales des éboulements (escarpements dépourvus de végétation) ont été mesurées alors que leurs extensions verticales ont été estimées (tableau A3-04). On peut rappeler que la pratique du canyoning est un bon entraînement à l'estimation des hauteurs, car nous descendons les parois avec des cordes de longueurs connues. Toutes les mesures et les observations, de chacun des mouvements de terrain sur les escarpements, ont été notées au fur et à mesure de la descente. C'était l'étape la plus contraignante. C'est pour cela que deux jours ont été nécessaires pour effectuer cette descente, qui se réalise théoriquement en une journée.

Il est apparu qu'il est impossible de localiser sur la carte IGN Top 25 toutes les remarques de terrain. Premièrement, en amont du cours d'eau, les particularités hydro-géomorphologiques sont de taille réduite et leur succession empêche de les localiser de façon lisible.

D'autre part, il est très difficile de se localiser sur la carte, car tous les affluents, dont la confluence forme des points remarquables, ne sont pas mentionnés (surtout en tête de bassin versant), ou d'autres inscrits sur la carte, ne sont pas visibles du cours d'eau. Cette dernière difficulté s'observe dans la partie aval du cours d'eau. Deux raisons peuvent être évoquées :

- si l'affluent est sec et que l'escarpement du cours d'eau est assez haut pour masquer la vallée qu'il a creusée, l'affluent devient invisible ;

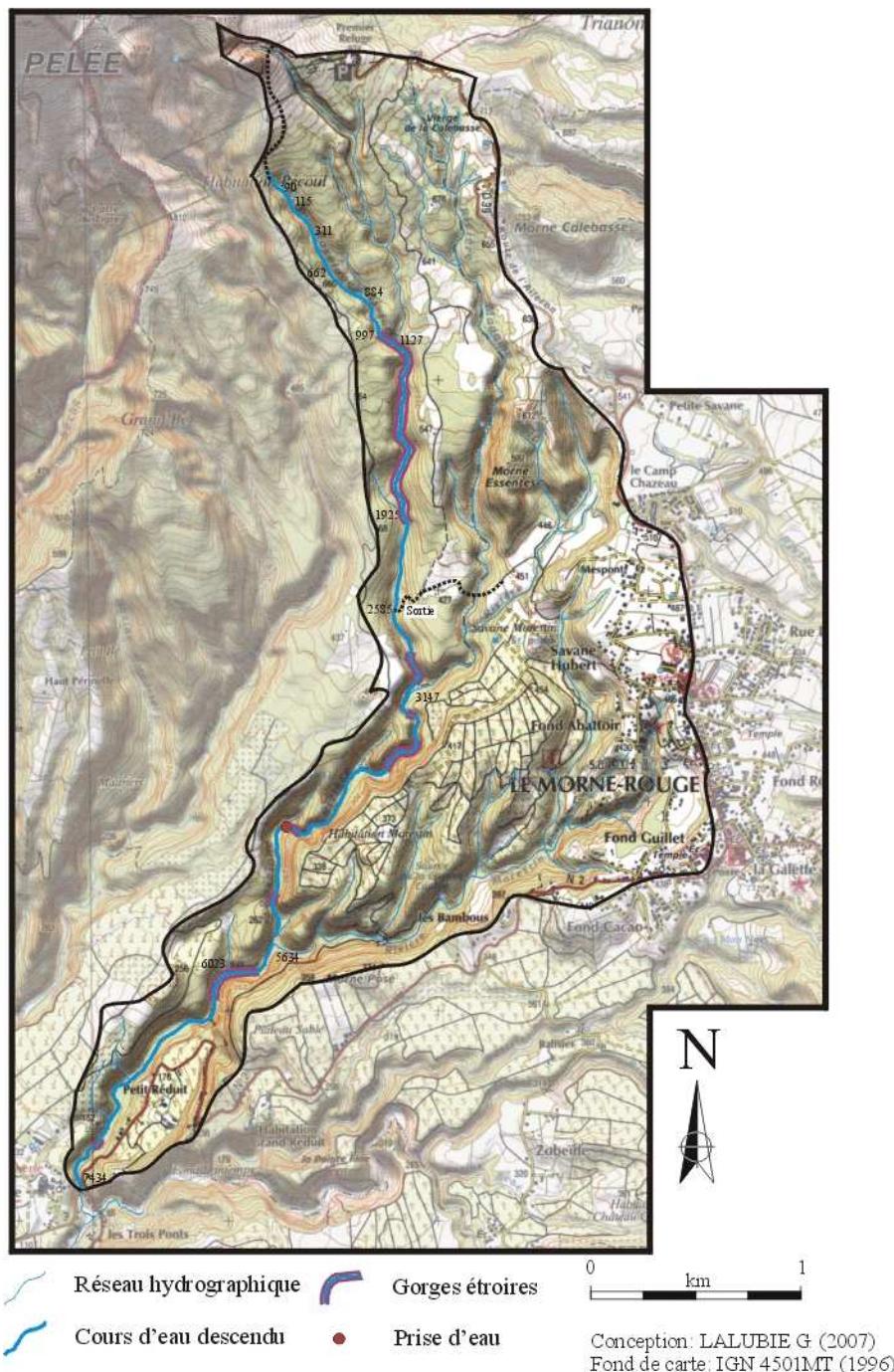
- si la vallée s'élargit, la végétation du "pseudo" lit majeur cache l'affluent. Dans ces mêmes conditions, il fut parfois difficile d'estimer les dimensions des éboulements.

En outre, la localisation précise est aussi rendue compliquée par la différence d'échelle des sinuosités entre la carte et l'*in situ*. En effet, le cours d'eau serpente à l'intérieur de la vallée, alors que la carte n'indique simplement que les sinuosités de la vallée. Il est donc très difficile de comparer les orientations de la boussole et de la carte. Les données d'orientation ne sont donc guère utiles dans un repérage sur la carte.

Enfin, les mesures d'altitude sont aussi difficilement exploitables. Malgré un étalonnage de l'altimètre à pression au départ de chaque expédition, les valeurs variaient considérablement avec celles de la carte. L'échauffement de l'air et la montée en puissance des alizés pendant la journée font énormément varier la pression atmosphérique. L'utilisation d'un GPS grand public est déjà aléatoire sur l'altitude, mais, de plus, il s'avère muet sous couvert forestier et au fond des vallées étroites.

En dépit de ces imprécisions spatiales, nous avons tout de même localisé les gorges particulièrement étroites du cours d'eau.

Figure A3-17) La descente de la Rivière Roxelane jusqu'à la station Trois Ponts



Les mesures de distance au topofil dans le cours d'eau semblent fiables. Le rapport entre la distance mesurée au topofil et le curvimètre est donné dans le tableau A3-05. La synthèse des relevés des escarpements sub-verticaux actifs, qui bordent le cours d'eau, est proposée en fonction de tronçons définis (tableau A3-04).

Tableau A3-04. Pourcentage de surface instable sur les escarpements bordant le cours descendu

Ordre tronçon Strahler	Longueur tronçon (m)	Hauteur moy. escarpement (m)	Longueur tot escarpement (m)	Surface escarpement (m ²)	Gorge longueur m (nombre)	% gorge	Longueur instabilités m	% longueur	surface instabilités m ²	% surface
1	90	3	180	540	90 (1)	100	180	100	540	100
2	1037	10 à 20	2074	31110	52 (1)	5	153	7,4	2425	7,8
3	2020	20 à 60	4040	161600	1042 (2)	52	450	11,1	14950	9,3
4	2487	60 à 80	4974	348180	440 (4)	18	762	15,3	34965	10
					382 (2)	21	510	14,2	34600	9,6
Somme	7346		14692	901290			1875		86940	

Longueur totale du cours d'eau au topofil: 7 346 m

Longueur totale de l'ensemble des cours d'eau au curvimètre: 28 450 m

Conception : LALUBIE G. (2007)

Pour le premier tronçon amont, les escarpements sont si réduits (3 m de haut pour un écartement de 1 à 1,5 m) qu'ils peuvent être considérés comme des berges. Le cours d'eau à ce niveau n'ayant pas creusé son lit profondément, les berges sont constituées de dépôts récents et non cohérents de retombées de pences et pyroclastes. Elles sont donc très facilement affouillables et instables. Par leur morphologie et leur nature géologique, les berges ont donc été considérées entièrement comme des gorges et comme des instabilités.

Les gorges sont réparties au long du cours d'eau et représentent environ un quart de la longueur totale du cours. Nous les avons inscrites sur la figure A3-17. Ces gorges ont une largeur comprise entre 4 et 10 m, et sont constituées par des parois verticales de brèches indurées, rattachées à l'édifice moyen du volcan. Les parois sont lissées et présentent des traces de laminage sur plus de 20 m de hauteur dans les rétrécissements. En amont du cours d'eau, des blocs énormes, mélangés à des troncs d'arbres morts, sont bloqués dans les rétrécissements des gorges et créent des retenues qui se comblent rapidement de sédiments. Juste en amont de l'entrée des gorges, les dépôts ne sont pas particulièrement importants. Les gorges les plus étroites forment un verrou aux écoulements des blocs plurimétriques et aux troncs d'arbres, mais semblent laisser l'entièvre liberté aux écoulements liquides et aux particules solides plus modestes. Il n'existe évidemment pas de plage de dépôts à l'intérieur des gorges. Elles sont dépourvues de végétation.

En termes de longueur d'éboulements par linéaire de cours d'eau, les instabilités représentent 14 % des escarpements subverticaux qui bordent le lit. Ce pourcentage va croissant vers l'aval en commençant à 7 % entre 710 et 570 m d'altitude, pour atteindre 15 % entre 330 et 80 m d'altitude (tableau A3-04). Si nous prenons la surface des mouvements de terrain, on obtient sensiblement la même tendance avec des pourcentages un peu plus faibles aux altitudes inférieures à 500 m, allant de 9 à 10 % selon les tronçons. On obtient un pourcentage voisin de 10 % en surface pour les escarpements subverticaux instables qui bordent les cours d'eau. Si, pour les vallées des affluents non mesurées, on déduit la surface de certains versants convexes stabilisés par leurs talus d'éboulis et les rares portions de versant moins abruptes, à celle calculée des escarpements, on doit retrouver les pourcentages obtenus avec les mesures.

Dix pourcent de la surface des escarpements bordants le cours d'eau considérés comme instable, semblent une estimation cohérente avec le terrain. Selon nos calculs, la surface instable, pour le cours

d'eau que nous avons descendu, représenterait 87 480 m². Si l'on prend les mêmes pourcentages pour les longueurs de tronçons équivalents pour le reste du bassin versant, on obtiendrait les résultats donnés dans le tableau A3-04.

Tableau A3-05. Surfaces instables sur le bassin versant avec une interprétation cartographique

Tronçons Ordre Strahler	Distance curvimètre (m)	distance topofil (m)	Rapport (Topo/Curvi)	Long. curvi. tot. B.V. (m)	Long. topofil B.V. calculée (m)	Surface instable (m ²)
1	70	90	1,3	5130	6669	40 014
2	960	1037	1,1	10 380	11 418	26 718
3	1820	2020	1,1	7560	8316	61 871
4	1780	2487	1,4	3570	4998	69 972
4	1690	1802	1,1	1810	1991	38 227

Conception : LALUBIE G. (2007)

Les calculs donnent 236 802 m², soit environ **0,25 km² de surfaces instables pour tout le bassin versant** de la station Trois Ponts. Le côté délicat de la méthode provient de l'interprétation de la carte IGN Top 25. En effet, certains tronçons d'ordre 1, sur la carte IGN, s'avèrent sur le terrain, être d'ordre 2 dans leur morphologie. Dans nos mesures au curvimètre, fort de notre connaissance du terrain, nous avons préféré attribuer certaines portions d'ordre 1 selon la carte IGN, à la classe d'ordre 2. De même, certaines parties aval d'affluents ont été surclassées et comptabilisées comme des tronçons d'ordre supérieur, car nous estimons que cela reflète mieux la réalité morphologique du terrain. Si nous avions scrupuleusement respecté les ordres déduits de la carte IGN Top 25, nous aurions trouvé les valeurs du tableau A3-06.

Tableau A3-06. Surface instable sur le bassin versant sans interprétation cartographique

Tronçons Ordre Strahler	Long. curvi. tot. B.V. (m)	Long. topofil B.V. calculée (m)	Surface instable (m ²)
1	10 950	14 230	85 380
2	6 870	7557	17 683
3	7 030	7733	57 533
4	1 790	2506	35 084
4	1 810	1991	38 227

Conception : LALUBIE G. (2007)

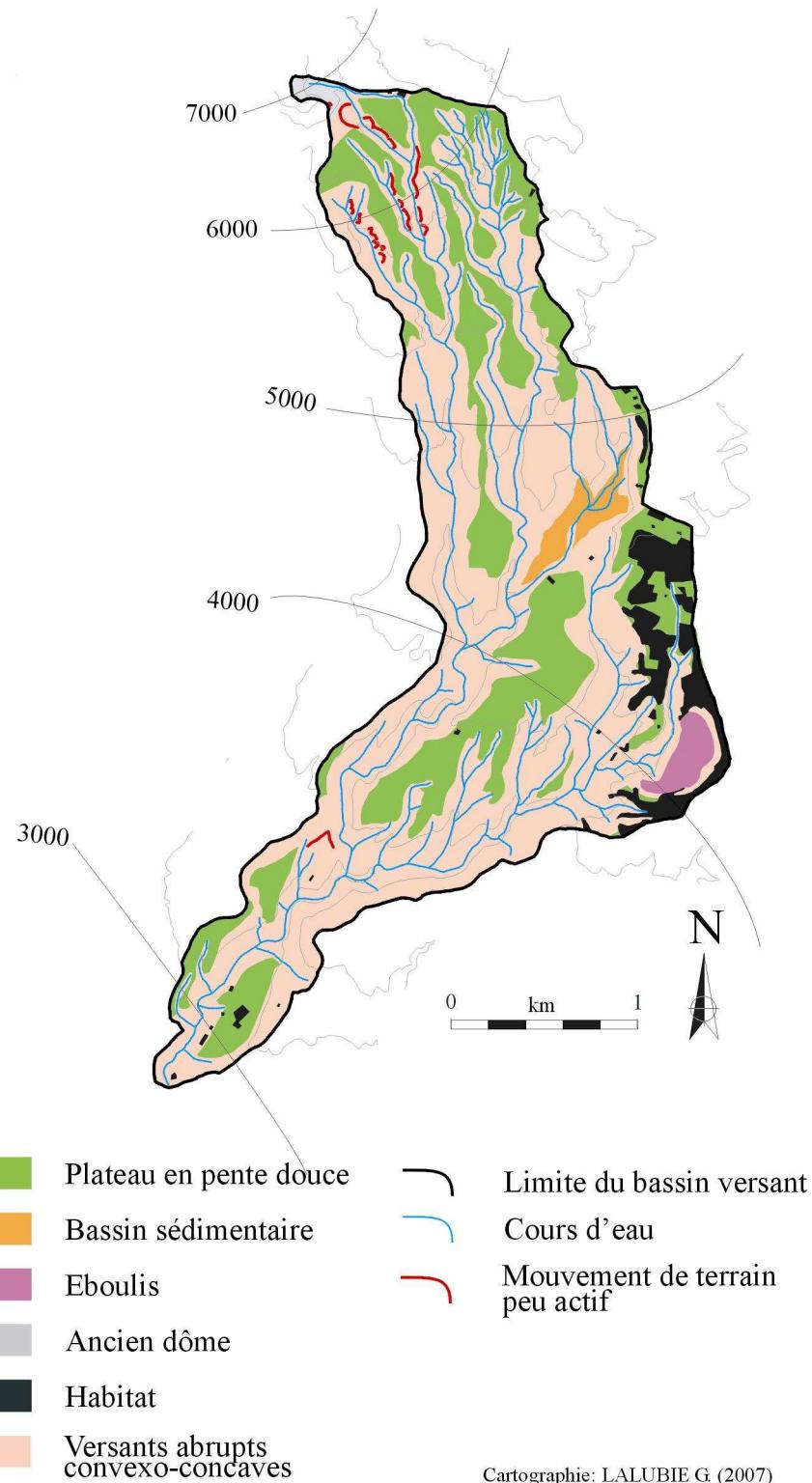
Le total de la surface instable, pour les escarpements bordant les lits, devient de 233 907 m², soit un écart insignifiant avec les mesures où nous avons interprété la carte en fonction de nos connaissances du terrain. Il se trouve que l'importante surestimation des tronçons d'ordre 1 par la carte est compensée par la sous-estimation des tronçons d'ordre 4. Si l'on peut considérer que cette équivalence s'applique sur les autres cours d'eau du flanc Atlantique, les résultats entre les deux méthodes ne doivent sûrement pas être si rapprochés.

On peut donc considérer que les **mouvements de terrain, qui affectent les escarpements bordant le réseau hydrographique, correspondent à 3,5 % de l'ensemble du bassin versant**.

A3- 3.3.2. L'étude diachronique des photographies aériennes

Nous avons étudié de manière approfondie la carte IGN au 1/25000, les cartes géologiques de WESTERCAMP D. *et al.* (1983 et 1990) et les photographies aériennes afin de pouvoir réaliser une carte synthétique des dynamiques géomorphologiques du bassin versant (figure A3-18).

Figure A3-18) Carte géomorphologique du bassin versant de la Rivière Roxelane à la station Trois Ponts



Pour bien connaître les apports solides aux cours d'eau, il ne suffit pas d'observer à un instant donné les escarpements instables qui bordent les lits. L'étude diachronique des photographies aériennes nous aide à observer d'éventuelles instabilités à prendre en compte sur les versants, en complément de celles recensées au bord du cours d'eau principal, et aussi d'observer d'éventuels reculs des escarpements dans le temps. Il s'avère qu'il n'y a que peu de mouvements de terrain de grande ampleur (figure A3-18), visibles du ciel. Seuls, des cicatrices non actives et un petit éboulement sont visibles. Les versants abrupts sont entièrement boisés et masquent les instabilités au sol.

Nous avons délimité des surfaces sur le bassin versant (figure A3-18) aux activités géomorphologiques différentes :

- les plateaux en pente douce, où les apports de matériaux sont essentiellement des particules fines ou des petites pences, d'origine agricole ;
- des bassins de sédimentation (alluvion ou éboulis), également en pente douce et cultivés ;
- les surfaces habitées, que l'on pourrait théoriquement considérer comme assez stables ;
- le reste du bassin versant étant des versants abrupts et boisés, qui renferment les instabilités.

Les résultats sont donnés dans le tableau A3-07. Les valeurs trouvées sont assez similaires à celles du tableau 01 du volume 1 pour l'ensemble du bassin versant de la Rivière Roxelane. Ici, nous n'avons différencié les types ni d'agriculture, ni d'habitat. Pour l'ensemble du bassin versant nous avions calculé un taux de surface naturelle boisée de 65 %. Pour celui de la station, ce taux augmente légèrement à 69 %, car nous éliminons les surfaces anthropisées de l'aval.

Tableau A3-07. Surface et pourcentage des différents compartiments géomorphologiques

Trois Ponts Rivière Roxelane	Surface (km ²)	%
Bassin versant	6,5	100
Plateau de planèze	1,8	28
Bassin sédimentaire	0,2	3
Urbanisation	0,34	5
Versant abrupt et boisé	4,5	69

Conception : LALUBIE G. (2007)

Nous avons calculé précédemment (§ A3- 3.3.1) que ces instabilités représentaient environ 0,25 km² pour l'ensemble du bassin versant. Rapporté à l'ensemble des versants, soit 4,5 km², cela représente alors un **taux d'instabilité de 5,5 % pour les versants**. Pour le cyclone Cindy d'août 1993, les services de la préfecture en hélicoptère avaient estimé ce taux à 10 % (MEUNIER M. 1999).

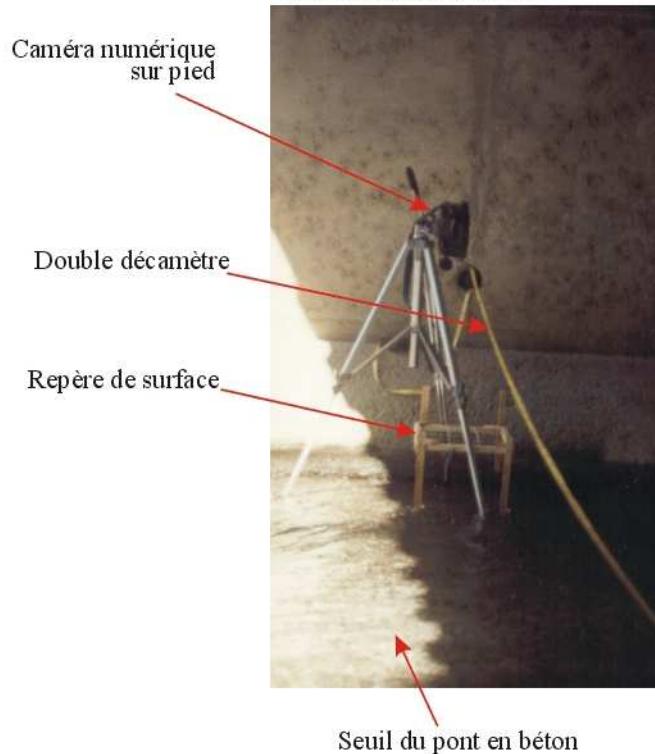
A3- 3.4. Une autre expérience sur le charriage des pences en régime normal

Dans un esprit de recherche et de découverte, nous voulions quantifier le charriage permanent des particules sableuses et ponceuses, tel que l'on peut l'observer en régime normal sur les cours d'eau du flanc Atlantique. Dans l'optique d'un protocole plutôt simple, assez peu coûteux et adapté aux torrents du massif, nous avons entrepris de filmer les pences claires qui roulaient sur un fond sableux sombre ou un gué en béton.

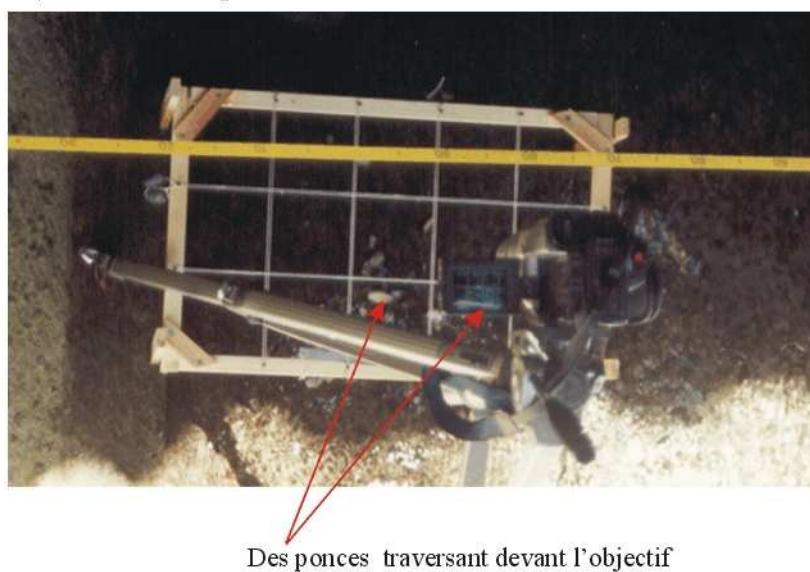
Sous le pont de la station Trois Ponts, en aval du limnimètre, nous avons filmé avec un caméscope numérique toute la largeur des écoulements (planche photographique A3-05) et sur des distances successives de 30 cm pendant 1 minute. Pour une première expérience, nous avions choisi ce site, en raison du fond plat et sombre du cours d'eau (seuil en béton). Nous avons effectué cet essai le 17 novembre 2001 et le débit était en régime normal, mais soutenu. Les images ont ensuite été visionnées sur un écran afin de compter les particules claires qui défilaient dans la zone délimitée. Lorsque, pendant une minute, les particules étaient trop nombreuses pour être comptabilisées, nous avons réduit le temps de comptage et nous avons rapporté le résultat trouvé au temps de base.

Planche photographique A3-05)
Dispositif de comptabilisation par caméra du charriage quotidien des ponces
sur la Rivière Roxelane à la station Trois Ponts

A) Dispositif général



B) Détail du dispositif



Photographies: LALUBIE G (2002)

Les particules ordonnées en trois classes de taille ont permis les résultats reportés au tableau A3-08. Pour chaque classe granulométrique, nous avons pesé un certain nombre d'échantillons de plusieurs particules et nous avons réalisé une moyenne de masse par classe. Nous obtenons ainsi un charriage de ponce d'environ 15 g.s^{-1} . Ce résultat ne prend en compte ni les pences de très petites tailles (inférieure à 0,2 cm) peu visibles, ni les sables. Malgré tout, le résultat trouvé est 100 fois plus élevé que le maximum calculé avec l'échantillonneur, où nous trouvions $0,15 \text{ g.s}^{-1}$ pour la Rivière Roche.

Une amélioration du dispositif pour filmer le déplacement des pences serait de filmer à travers une plaque de verre posée sur l'eau, elle même marquée de repères décimétriques, ce qui éviterait les reflets de lumière à la surface de l'eau.

Tableau A3-08. Résultats de l'expérimentation pour quantifier le charriage en régime normal par caméra

Effectif en 1 minute	Tronçon rivière (en m)	Taille Particule ponceuse		
		< 0,5 cm	0,5 - 1 cm	> 1 cm
	-0,2	Rive Gauche	0	0
	0 - 0,3		1	0
	0,3 - 0,6		4	0
	0,6 - 0,9		9	0
	0,9 - 1,2		11	1
	1,2 - 1,5		3	1
	1,5 - 1,8		2	1
	1,8 - 2,1		43	11
	2,1 - 2,4		25	7
	2,4 - 2,7		0	0
	2,7 - 3,0		4	3
	3,0 - 3,3		54	20
	3,3 - 3,6		33	4
	3,6 - 3,9		59	25
	3,9 - 4,2		155	13
	4,2 - 4,5		415	60
	4,5 - 4,8		864	90
	4,8 - 5,1		4680	54
	5,1 - 5,4		15	4
	5,5	Rive Droite	0	0
Total section			6377	295
Masse (g)			638	138
Débit charriage pences:	15 g.s^{-1}			
			Conception : LALUBIE G. (2007)	

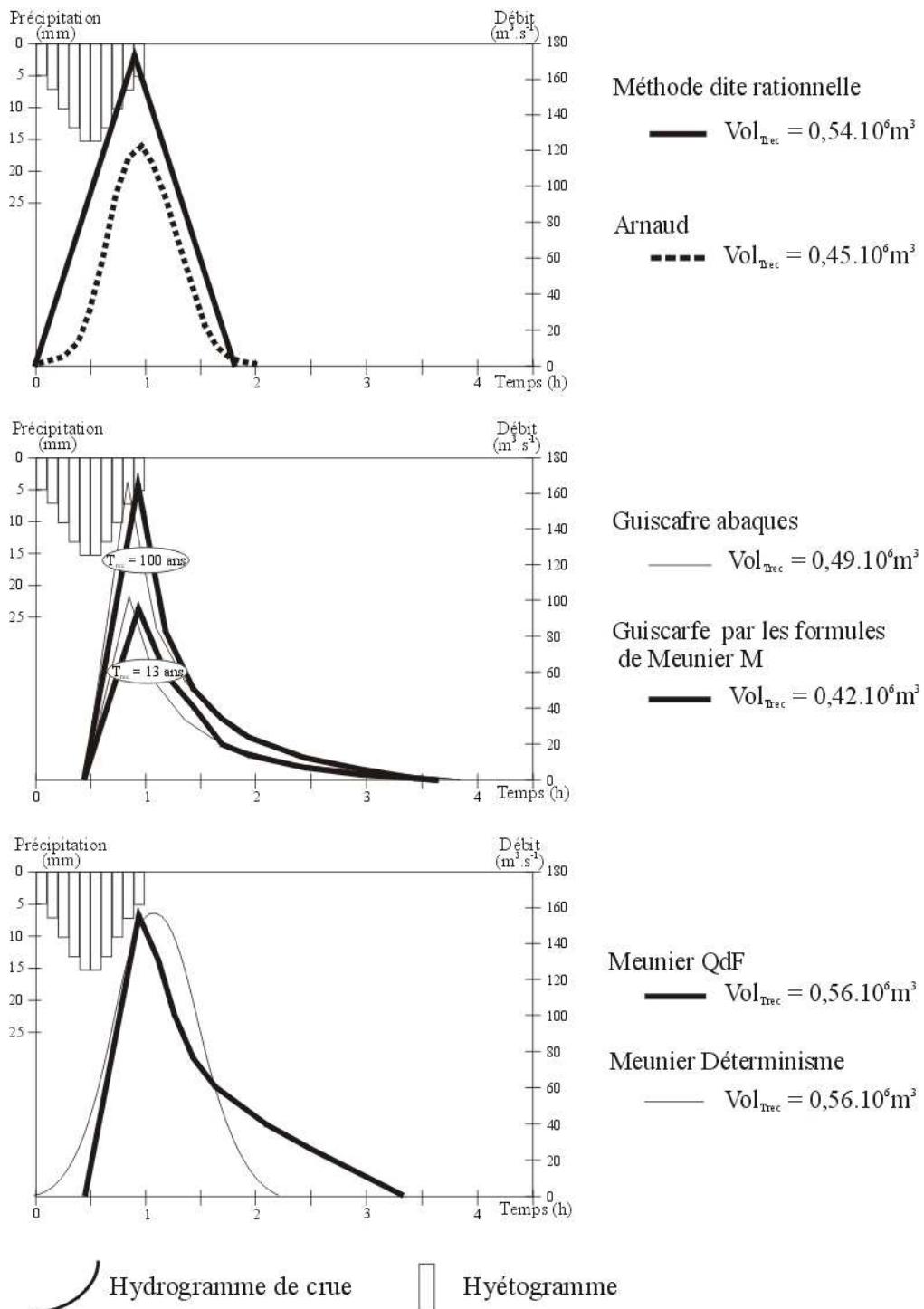
A3- 4. Simulation d'un évènement météorologique remarquable

Nous allons maintenant réaliser une simulation d'un phénomène météorologique générant une précipitation de 100 mm en 1 heure sur l'ensemble du bassin versant. Nous allons déterminer dans un premier temps l'hydrogramme de crue, puis dans un deuxième temps les transports solides transités, afin d'obtenir, dans un troisième temps, des taux d'ablation.

A3-4.1. Les hydrogrammes de crue

Une averse d'une heure, avec un cumul de 100 mm, sur le bassin versant étudié de la Roxelane, où les précipitations annuelles moyennes pondérées sont égales à 4471 mm par an, représente un épisode d'une **durée de retour** (Appendice 2, § A2-3.1.3) de **11 ou 15 ans** selon la formule de Guiscafre utilisée (GUISCAFRE J. *et al.* 1976), et une durée de retour de **100 ans** pour la formule de Meunier (MEUNIER M. 1999). Les différences sont importantes car la durée de l'averse, d'une heure, est une valeur seuil. Nous prendrons 100 ans, comme occurrence d'un tel évènement, pour calculer les valeurs caractéristiques de la crue par les différents modèles (GUISCAFRE J. *et al.* 1976, MEUNIER M. 1999, ARNAUD P. 2006) vus dans l'appendice 2 (§ A2- 3.4.3). Ces valeurs sont relativement équivalentes (figure A3-19 et tableau A3-09).

Figure A3-19) Comparaison des hydrogrammes de crue, calculés avec les différents modèles



Conception: LALUBIE G. (2007)
 Source: GUISCRAFE J. et al. (1976),
 MEUNIER M. (1999), ARNAUD P. (2006)

Tableau A3-09. Comparaison des valeurs de crue caractéristiques calculées avec les modèles proposés

Formule utilisée	Temps de montée: Tm (h)	$Q_{\max Trec}$ ($m^3 \cdot s^{-1}$)	volume crue : Vol _{Trec} (m^3)	Coefficient de ruissellement : C
Méth. Ration. (C=85%)	0,9	174	536760	0,85
Guiscafre	0,41	166	493 096	0,74
Guiscafre (form. Meunier)	0,48	165	421 740	0,64
Meunier (QdF)	0,5	156	561 600	0,85
Meunier (Déterministe)	1,1	157	532 870	0,80
Arnaud (2 heures)	-	122	452 160	0,72

Conception : LALUBIE G. (2007)

Source : GUISCRafe J. et al. (1976), MEUNIER M. (1999), ARNAUD P. (2006)

Les débits de pointe des différents modèles ont tendance à bien se rejoindre alors que les volumes écoulés sont un peu plus éloignés. Cela se répercute également au niveau des coefficients de ruissellement. Les hydrogrammes calculés (figure A3-19) sont assez ressemblants aux hydrogrammes enregistrés sur d'autres cours d'eau martiniquais ayant servi à élaborer les modèles. Ces différentes méthodes ne peuvent être utilisées que pour donner un simple ordre de grandeur.

Avec ces valeurs hydrologiques calculées, dans un second temps, nous allons calculer les transports solides avec les différentes formules proposées.

A3- 4.2. Le seuil du début d'entraînement

Le début de l'entraînement des matériaux du lit commence lorsque le frottement de l'eau (contrainte de cisaillement en Pa : τ) atteint une valeur critique (τ_c) suffisante pour compenser la gravité.

τ_c est donnée par la formule de SHEILDS et PARKER (AGENCE DE L'EAU, 1999) :

$$\tau_c = h_o \cdot i / [(\rho_s / \rho_m) - 1) \cdot d_{50}] = A$$

Avec τ_c = contrainte de cisaillement de début d'entraînement (Pa)
 $= 0,13$ tiré de RAMEZ P. (1995), cité dans MEUNIER M. (1999), pour les granulométries étendues
 h_o = hauteur d'eau (m)
 i = pente (%)
 d_{50} = diamètre caractéristique du matériau en surface (m)
 ρ_s = masse volumique des matériaux solides ($10^3 \cdot kg \cdot m^{-3}$)
 ρ_m = masse volumique du fluide ($10^3 \cdot kg \cdot m^{-3}$)
 A = 0,047 (Meyer-Peter) (AGENCE DE L'EAU, 1999) pour les substrats fins

La vitesse d'entraînement d'un bloc est donnée par la formule d'Isbah (cité par MOREL M. et al. (1991) :

$$V_{ent.} = 1,2 \sqrt{[2 \cdot g (\rho_s - 1) \cdot d]}$$

Avec : $V_{ent.}$ = vitesse de début d'entraînement d'un bloc ($m \cdot s^{-1}$)
 g = accélération de la gravité = $9,81 (m \cdot s^{-2})$
 ρ_s = masse volumique des matériaux solides ($10^3 \cdot kg \cdot m^{-3}$)
 d = diamètre équivalant du bloc (m)

La hauteur d'eau nécessaire pour entraîner un dépôt de matériaux donnés (dépôt sans pavage) s'exprime par (AGENCE DE L'EAU, 1999) :

$$h_o = 0,1 \cdot d_{50}/i$$

Avec h_o = hauteur d'eau (m)
 d_{50} = diamètre caractéristique du matériau en surface (m)
 i = pente (%)

La grande incertitude de cette formule relève de l'étendue de la courbe granulométrique. En effet, contrairement au charriage intense où la totalité des matériaux sont mobilisés en début d'entraînement, on peut facilement imaginer que ce sont les plus petites particules qui seront mobilisées en premier. On peut ramener cette hauteur d'eau h_o au débit de début d'entraînement Q_o , avec les courbes de tarage des cours d'eau. S'il n'y en n'a pas, on peut utiliser la formule de Manning-Strickler (§ A3-3.1.2) avec la difficulté d'estimer le coefficient de rugosité.

Il est aussi clair que le pavage a une influence importante, encore mal élucidée (COUVERT B. *et al.*, 1991), sur le débit liquide du début d'entraînement. BATHURST J.C. (1987) nous propose une formule traduisant le dépavage :

$$q_o = 0,15 \cdot i^{-1,12} \cdot g^{0,5} \cdot d_{50}^{1,5}$$

Avec : q_o = débit liquide de début d'entraînement par unité de largeur ($m^3 \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$)
 d_{50} = diamètre caractéristique du matériau en surface (m)
 i = pente (%)
 g = accélération de la gravité = 9,81 ($m \cdot s^{-2}$)

Ce débit critique de début d'entraînement permet de dépasser le seuil pour entraîner les éléments du lit et sert à calculer le transport solide par des formules simplifiées.

A3- 4.3. Les formules globales simplifiées exprimant le transport solide

Ces formules dépendent du type de cours d'eau et prennent essentiellement en compte la pente, le débit liquide et le diamètre caractéristique des matériaux.

Les incertitudes sur les débits liquides proviennent notamment du coefficient de rugosité du lit (COUVERT B. *et al.* 1991) où les marges d'erreurs sont grandes, notamment pour les courbes granulométriques très étendues des torrents de la Pelée. Ces formules ont été obtenues sur modèle réduit à forte pente. Elles donnent les débits de transport solide pour une capacité de transport à saturation. Elles ont donc tendance à surestimer les transports solides réels s'il n'y a pas les sédiments disponibles dans le lit en période d'érosion. Pour les cours d'eau des flancs Caraïbe et Atlantique, on peut considérer qu'ils sont à capacité maximale de transport. Le pavage du lit des cours d'eau du Conil indique que la fourniture de matériaux est déficiente par rapport à la capacité de transport.

a) Les torrents à forte pente (3 - 20 %) pour les très fortes crues.

Formule de Meunier (AGENCE DE L'EAU, 1999) :

Dans les conditions où $Q > 5 \cdot Q_o$, que $\rho_s / \rho_m = 2,65$ et $10 < (d_{90}/d_{30}) < 20$

$$Q_s/Q = 8,2 i^2$$

Avec Q_s = débit solide ($m^3 \cdot s^{-1}$)
 Q = débit liquide ($m^3 \cdot s^{-1}$)
 i = pente (%)

b) **Les torrents** à pente comprise entre 5 et 20 %, pour des crues où $Q/Q_o > 5$ et pour $h/dm < 20$. (Calcul par unité de largeur).

Formule de Rickenmann (RICKENMANN D., 1990) :

$$qs/q = 12,6 \cdot [(\rho_s/\rho_m)-1]^{-1,6} \cdot (d_{90}/d_{30})^{0,2} \cdot i^2 \cdot [1 - (q_o/q)]$$

$$q_o = 0,065 \cdot [(\rho_s/\rho_m)-1]^{1,67} \cdot \sqrt{g \cdot d_{50}^3} \cdot i^{-1,12}$$

Avec qs = débit solide par unité de largeur ($m^3.s^{-1}.m^{-1}$)
 q = débit liquide par unité de largeur ($m^3.s^{-1}.m^{-1}$)
 q_o = débit liquide de début d'entraînement par unité de largeur ($m^3.s^{-1}.m^{-1}$)
 ρ_m = masse volumique du fluide ($10^3.kg.m^{-3}$)
 ρ_s = masse volumique des matériaux solides ($10^3.kg.m^{-3}$)
 d_x = diamètre des matériaux pour x % (quantile) de la courbe granulométrique (m)
 i = pente (%)
 g = accélération de la gravité = 9,81 ($m.s^{-2}$)

c) **Les rivières torrentielles** à la pente comprise entre 0,2 et 20 % et $Q/Q_o < 25$.

Formule Sogreah - Lefort (COUVERT B. et al., 1991) :

$$Qs/Q = 3,42 \cdot [(\rho_s/\rho_m)-1]^{-1} \cdot (d_{90}/d_{30})^{0,2} \cdot i^{1,5} \cdot [1 - (Q_o/Q)^{0,375}]$$

$$Q_o = 0,0776 \cdot [(\rho_s/\rho_m)-1]^{8/3} \cdot i^{-13/6} \cdot \sqrt{g \cdot d_m^5 \cdot [1 - (1.12 \cdot i)]^{8/3}}$$

Avec Qs = débit solide ($m^3.s^{-1}$)
 Q = débit liquide ($m^3.s^{-1}$)
 Q_o = débit liquide de début d'entraînement ($m^3.s^{-1}$)
 ρ_m = masse volumique du fluide ($10^3.kg.m^{-3}$)
 ρ_s = masse volumique des matériaux solides ($10^3.kg.m^{-3}$)
 d_x = diamètre des matériaux pour x % (quantile) de la courbe granulométrique (m)
 d_m = diamètre moyen des matériaux (m)
 i = pente (%)

d) **Les cours d'eau** avec des crues à "eau claire"

Formule de Smart et Jaeggi (SMART G.M., JAEGGI M., 1983) :

$$qs = 4 / [(\rho_s/\rho_o)-1] \cdot (d_{90}/d_{30})^{0,2} \cdot i^{1,6} \cdot q \cdot [1 - (\tau_c/\tau)]$$

Avec qs = débit solide par unité de largeur ($m^3.s^{-1}.m^{-1}$)
 q = débit liquide par unité de largeur ($m^3.s^{-1}.m^{-1}$)
 ρ_o = masse volumique de l'eau ($10^3.kg.m^{-3}$)
 ρ_s = masse volumique des matériaux solides ($10^3.kg.m^{-3}$)
 d_x = diamètre des matériaux pour x % (quantile) de la courbe granulométrique (mm)
 i = pente (%)
 τ = contrainte de cisaillement (difficile à déterminer) (Pa)
 τ_c = contrainte de cisaillement de début d'entraînement (Pa)

L'impossibilité de déterminer les contraintes de cisaillement pour les différents débits de crue rend l'utilisation de la formule de Smart et Jeaggi délicate pour déterminer les débits solides théoriques. De plus, les torrents de la Montagne Pelée, en crue, ne peuvent pas être considérés comme des cours d'eau

à "eau claire". En effet, la concentration en matériaux est telle, que la masse volumique du fluide ne peut être considérée comme égale à celle de l'eau. Malgré ce fait, la masse volumique du fluide ρ_m sera quand même prise égale à 1.10^3 kg.m^{-3} dans l'utilisation des formules de Rickenmann et de Lefort. Ces formules simplifiées ne prennent pas en compte la forme du lit et notamment les pentes transversales (HAMM L. *et al.* 1994) importantes dans les lits en V des torrents du Conil et dans ceux du flanc Atlantique. Elles ne prennent pas non plus en compte les interactions avec les autres grains (faisant intervenir la rugosité).

A3- 4.4. Les bilans volumétriques

Lors des crues exceptionnelles, on peut considérer que la capacité de transport est saturée (sauf pour les torrents à lit fixe évoluant sur le substratum cohérent difficilement érodable). Ainsi, si on suppose l'hydrogramme de crue triangulaire avec un temps de base en seconde, on obtient les volumes charriés potentiels par :

$$\text{Volume charrié} = tb/2 \cdot Q_{\text{max}} \cdot (1-Q_o/Q_{\text{max}})$$

Avec Q_{max} = débit solide au débit de pointe ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)
 Q_{max} = débit de pointe liquide ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)
 Q_o = débit liquide de début d'entraînement ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)
 tb = temps de base de l'hydrogramme (s)

Pour appréhender les volumes charriés en moyenne annuelle, on applique une des formules qui convient sur la courbe des débits classés en fonction de leur fréquence annuelle. Il faut prendre bien évidemment les débits supérieurs au débit de début d'entraînement (Q_o). Puis, chaque classe est additionnée pour obtenir le volume charrié au cours d'une année.

Pour un hydrogramme de crue non triangulaire, on calcule le débit solide à chaque pas de temps de l'hydrogramme ; ainsi, le volume charrié pendant la crue est égal à :

$$\text{Vol}_{\text{sol}} = \sum [(Q_{\text{st}}_i + Q_{\text{st}}_{i+1}) \cdot (t_{i+1} - t_i) / 2]$$

Avec Vol_{sol} = Volume de la crue (m^3)
 Q_{st}_i = Débit solide ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) à l'instant t_i
 t_i = Instant à convertir en seconde pour le multiplier au débit (s)

Pour un volume total d'érosion, il convient bien évidemment de cumuler les volumes de MES transités par le cours d'eau et le volume de matériaux charrié transitant à l'exutoire. Ces données sont très difficiles à mesurer, ce qui en explique leur rareté.

A3- 4.5. Comparaison des différentes formules

Les formules de Meunier (AGENCE DE L'EAU 1999), de Rickenmann (RICKENMANN D. 1990) et de Lefort (COUVERT B. *et al.* 1991) ont été testées pour les hydrogrammes de crue calculés (§ A3-4.1, tableau A3-09 et figure A3-19). Pour la formule de Rickenmann, la largeur des écoulements de crue est estimée à 10 et à 6 m, correspondant aux valeurs extrêmes que l'on rencontre à cette station. Les volumes de matériaux transités, en m^3 , pendant la crue sont donnés dans le tableau A3- 10.

Tableau A3- 10. Comparaison des volumes de matériaux transités, suivant les différentes formules utilisées

Modèles	Meunier	Rickenmann (largeur 10 m)	Rickenmann (Largeur 6 m)	Lefort
Guiscafre (abaque)	8064 m ³	8652 m ³	5191 m ³	3085 m ³
Meunier QdF	12764 m ³	14949 m ³	8969 m ³	5256 m ³
Meunier (déterministe)	9972 m ³	12204 m ³	7322 m ³	6084 m ³
Arnaud	7608 m ³	8256 m ³	5154 m ³	3764 m ³
Méth.Ration. (C=0.85)	9720 m ³	12078 m ³	7247 m ³	5868 m ³

Conception : LALUBIE G. (2007)

Source : GUISCRafe J. *et al.* (1976), MEUNIER M. (1999), ARNAUD P. (2006)
 AGENCE DE L'EAU (1999), RICKENMANN D. (1990), COUVERT B. *et al.* (1991)

La formule de Lefort semble sous-estimer les débits solides par rapport aux deux autres formules. Cela semble être influencé par le calcul du débit de début d'entraînement Q_0 . En effet, dans la formule de Lefort, le substrat est caractérisé par le diamètre moyen (d_m) et non le diamètre médian (d_{50}), comme pour la formule de Rickenmann. Or, du fait de la présence de très grosses granulométries (diamètre supérieur à 1 m), le diamètre moyen est bien plus élevé que le diamètre médian. En effet, d_m est égal à 0,357 m, alors que d_{50} est égal à 0,133 m. Le Q_0 est donc de 48,2 (m³.s⁻¹) pour Lefort, alors qu'il n'est que de 7,2 (m³.s⁻¹) pour Rickenmann pour un largeur d'écoulement de 10 m.

Les volumes de matériaux charriés calculés sont compris entre 3 000 et 15 000 m³, selon le modèle de débit et la formule de transports solides utilisés, pour une averse de 100 mm en 1 heure à la station Trois Ponts sur la Roxelane. Cela donne une ablation moyenne sur l'ensemble du bassin versant de 0,5 à 2,3 mm. Cependant, comme pour les débits, l'absence de mesures expérimentales empêche de conclure quant aux valeurs calculées qui se rapprocheraient le plus de la réalité.

Nous prendrons donc une valeur moyenne de 8 000 m³ pour la suite de nos calculs. Cette valeur donne une **ablation moyenne du bassin versant de 1,2 mm**. Si l'on applique l'ablation aux surfaces instables calculées aux § A3-3.3.1, on obtient une ablation de 34 mm pour l'ensemble des mouvements de terrain affectant les escarpements bordant le réseau hydrographique.

Ce résultat lié aux surfaces instables repose sur des calculs d'extrapolations. Pour être plus précis, il ne serait pas négligeable d'entreprendre des investigations plus poussées sur l'intensité de l'activité des éboulements, la nature des dépôts et, bien entendu, sur le recul des parois. Cela permettrait d'affiner les calculs des surfaces instables et d'obtenir les volumes de matériaux solides apportés au cours d'eau. Bien sûr, cette valeur serait une des clés pour appréhender les débits solides des cours d'eau.

APPENDICE 4

Essais de reconstitution de l'ordre d'apparition des paléo-vallées et des cours d'eau

A4- 1. Le réseau avant l'édification de l'édifice ancien de la Pelée, vers 400 000 ans B.P.

Depuis la fin de l'édification du Conil, il n'y a pas eu de bouleversements du relief. Seules des retombées aériennes sont intervenues par la suite. Pour les plus importantes, elles correspondaient à des épaisseurs aux alentours de quelques mètres de matériaux fins. Emportées rapidement par l'érosion, elles n'ont pas modifié le relief. Les premières vallées du massif sont donc encore visibles (figure A4-01). Elles sont au nombre de cinq principales : la Rivière de l'Anse Céron, la Rivière de l'Anse Couleuvre, la Ravine des Galets, la Rivière Trois Bras, la Rivière des Oranges. Elles serpentent parmi les nombreux dômes du Conil.

Une partie du bassin versant de la Grande Rivière, en sa rive gauche, draine aussi la région du Conil. Seule l'érosion a modifié le relief. Il a tout de même été légèrement modifié au niveau du deuxième (en partant de l'aval) petit affluent en rive gauche, la Ravine Fond Lottiére, laquelle voit son bassin versant recouvert de dépôts rattachés à l'édifice intermédiaires de la Pelée. Sinon, la Ravine Malakoff, la Rivière Girou et le cours amont du bras Grande Rivière se déversaient déjà par le même lit, en rive gauche d'un cours d'eau dont les traces ont été recouvertes par les dépôts de l'édifice ancien.

Nous n'avons aucun indice sur les cours d'eau qui drainaient le substratum du volcan et qui ont été, depuis, totalement ensevelis.

Les dépôts, rattachés au Conil, situés à l'intérieur de la caldeira d'avalanche ne peuvent pas donner d'indice sur le réseau hydrographique de l'époque. En effet, ils ont été remaniés au cours de la déstabilisation de flanc. Nous avons à ce titre accompagné Georges BOUDON et Anne LEFRIANT de l'I.P.G.P., sur le Morne Julien, pour une reconnaissance géologique. Ils y ont observé, au sommet du morne, les traces d'un fort cisaillement engendrant une très grande fissuration, caractéristique et reconnaissable sur des dépôts massifs. Selon eux, il s'agissait d'indices de déplacements colossaux et instantanés de méga-blocs. Ils considèrent donc que les dépôts rattachés au Conil, à l'intérieur de la structure d'avalanche, ont été remaniés, mais qu'ils n'auraient pas atteint la mer durant l'écroulement de flanc. Il est donc impossible de retracer le réseau hydrographique avant cette déstabilisation de flanc.

A4- 2. Le réseau de l'édifice ancien, avant 40 000 ans B.P.

L'édification de l'édifice ancien débute il y a 400 000 ans et dura pendant 250 000 ans. Elle a fourni l'ossature actuelle du volcan. L'ancienneté des dépôts volcaniques et leur recouvrement par les éruptions ultérieures de l'édifice récent, rendent difficile la perception morphologique précise du paléo-volcan. Il est en plus probable que, pendant 250 000 ans d'activité puis de périodes de repos, des vallées se soient formées, puis comblées définitivement par les éruptions ultérieures. Ces paléo-vallées du paléo-volcan ne sont donc plus visibles.

Figure A4-01) Le réseau hydrographique avant l'édification de l'édifice ancien de la Montagne Pelée (avant 400 000 ans B.P.)



Dépôts rattachés au Conil
 (WESTERCAMP D. et al. 1990)

- Cours d'eau
- Caldeira d'avalanche
- Tracé du réseau hydrographique inconnu

Nouveau cours d'eau au tracé en place

- 1): Rivière de l'Anse Céron
- 2): Rivière de l'Anse Couleuvre
- 3): Ravine des Galets
- 4): Rivière Trois Bras
- 5): Rivière des Oranges
- 6): Bras Grande Rivière

Conception: LALUBIE G (2008)

Seules les deux vallées longeant les volcans du Conil ont dû rester relativement inchangées (figure A4-02). Il s'agit de la vallée d'un bras de la Grande Rivière, laquelle draine le nord-est du Conil et celle de la Rivière du Prêcheur au sud.

- La vallée de la Grande Rivière est donc peu changée depuis la fin de l'édification de la Paléo-Pelée. Si on admet que les dépôts de l'édifice ancien avaient plus ou moins une géométrie conique de volcan, il y a de fortes chances pour qu'un cours d'eau se crée au contact des deux formations géologiques (ancienne et fraîche). Ce cours d'eau correspond au bras, appelé pour ce travail, le Bras Source Chaude et à la Grande Rivière en aval de leur confluence.

Mais, après environ 110 000 ans d'érosion exclusive, la paléo-vallée était sûrement plus large avec un profil en long plus concave. Le lit du cours d'eau devait se situer plus bas que l'actuel, et donc globalement plus à l'est de quelques dizaines de mètres. Localement, le cours a pu être déporté inversement vers l'ouest par des coulées pyroclastiques qui interviendront au cours des éruptions de l'édifice intermédiaire. En revanche, il est impossible d'avoir des indices sur la présence et la localisation du principal affluent en rive droite, la Rivière Gommier, dans les dépôts de la Pelée.

- La haute vallée de la Rivière du Prêcheur et, plus précisément, le bras de la Rivière Samperre, par le même procédé, devaient longer déjà à l'époque le pied du Piton Marcel. Si on imagine que le cours d'eau suivait la discontinuité jusqu'à la mer, il débouchait plus au nord que l'actuelle Rivière du Prêcheur. L'embouchure devait se situer au niveau de l'Anse Belleville, ou peut-être encore plus au nord, comme le laisse entendre le petit dépôt de l'édifice ancien sur la côte (figure A4-02 A et B marqué par un *) et la prospection géophysique pour la recherche d'eau souterraine (SOLLSTEINER P. *et al.* 2000), laquelle précise la présence d'une paléo-vallée au niveau de La Marry (figure A4-02 D). Elle pouvait donc être l'exutoire du cours de la Rivière du Prêcheur de l'édifice ancien. Le premier effondrement D1 a aussi certainement impliqué de profondes modifications du tracé de la Rivière du Prêcheur.

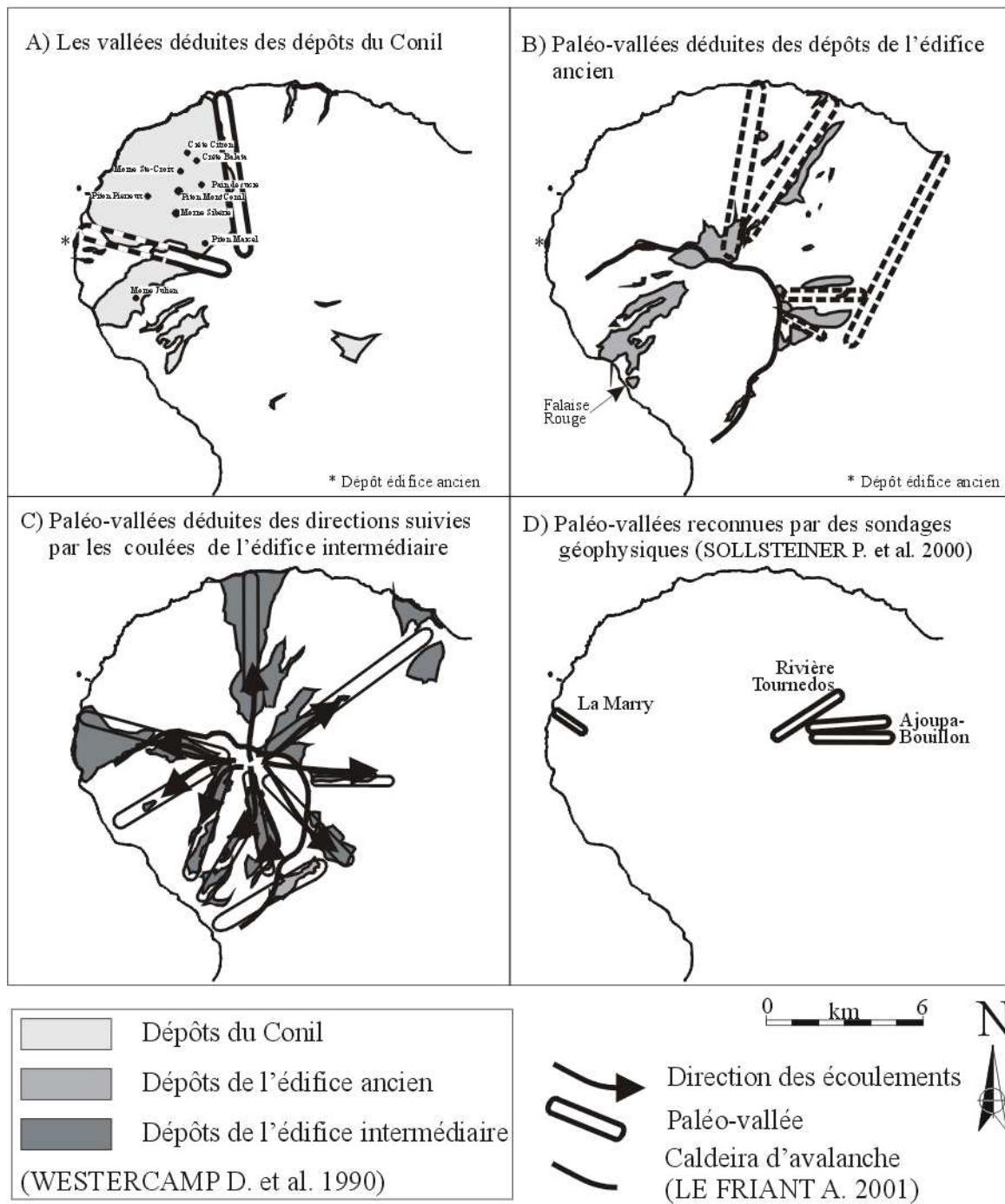
La vallée de la Rivière Capot devait déjà aussi être matérialisée et servir de ligne basse de partage des eaux entre les pentes du Morne Jacob et le flanc oriental de la Montagne Pelée (figure A4-02 B).

Pendant la longue période de repos qui suivit l'édification de l'édifice ancien, des grandes vallées se sont creusées. Il est raisonnable de penser que les vallées, présentes à la fin de la période de 250 000 ans, soient celles qui aient été creusées et élargies pendant la longue période de repos de 110 000 ans. Par la suite, elles ont servi de chenal d'écoulement pour les matériaux volcaniques de l'édifice intermédiaire et certaines ont été ensevelies. Ces paléo-vallées ne sont donc plus visibles. En conséquence, c'est avec la localisation des affleurements des dépôts de l'édifice ancien (figure A4-02 B) et la direction prise par les coulées de l'édifice intermédiaire (figure A4-02 C) que nous allons reconstituer les paléo-vallées.

A la fin de cette période de repos, en plus des vallées de la Grande Rivière (bras Sources Chaudes), et de la Rivière du Prêcheur (la haute Rivière Samperre), on peut imaginer quatre paléo-vallées supplémentaires et actuellement ensevelies (figure A4-02 B et figure A4-03) :

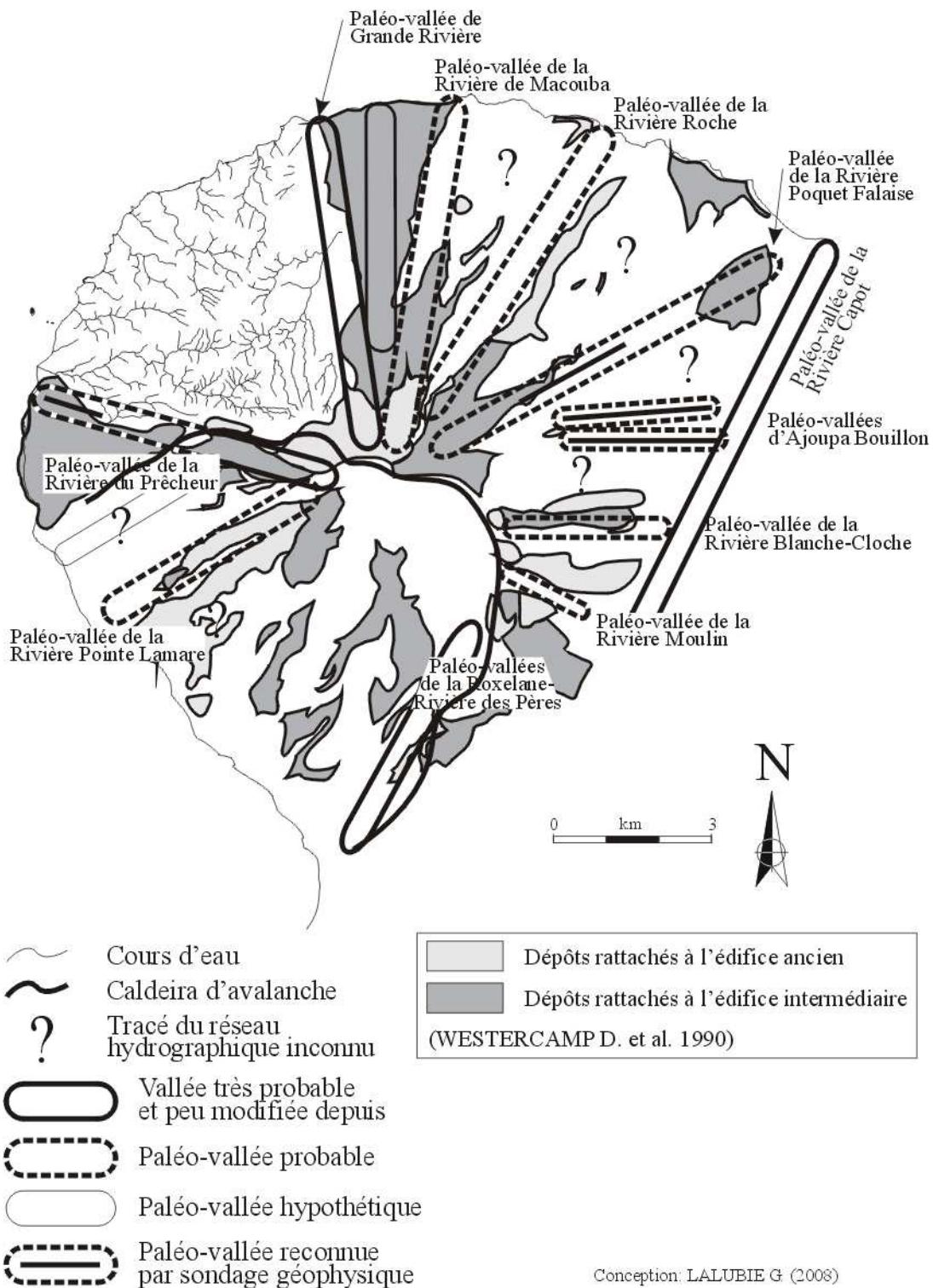
- la paléo-vallée de la Rivière Macouba, dont l'échancrure au sommet est restée intacte et laissant en rive droite le petit Morne 240 ;
- la paléo-vallée de la Rivière Roche, empruntant la haute vallée de l'actuelle Rivière de Basse Pointe et laissant en rive droite la crête datée de l'édifice ancien;
- la paléo-vallée de la Rivière Blanche-Cloche qui coulait au milieu des crêtes formées des dépôts de l'édifice ancien ;
- la paléo-vallée de la Rivière Moulin laissant en rive gauche les dépôts anciens.

Figure A4-02) Localisation des paléo-vallées du massif ancien de la Montagne Pelée



Conception: LALUBIE G. (2008)

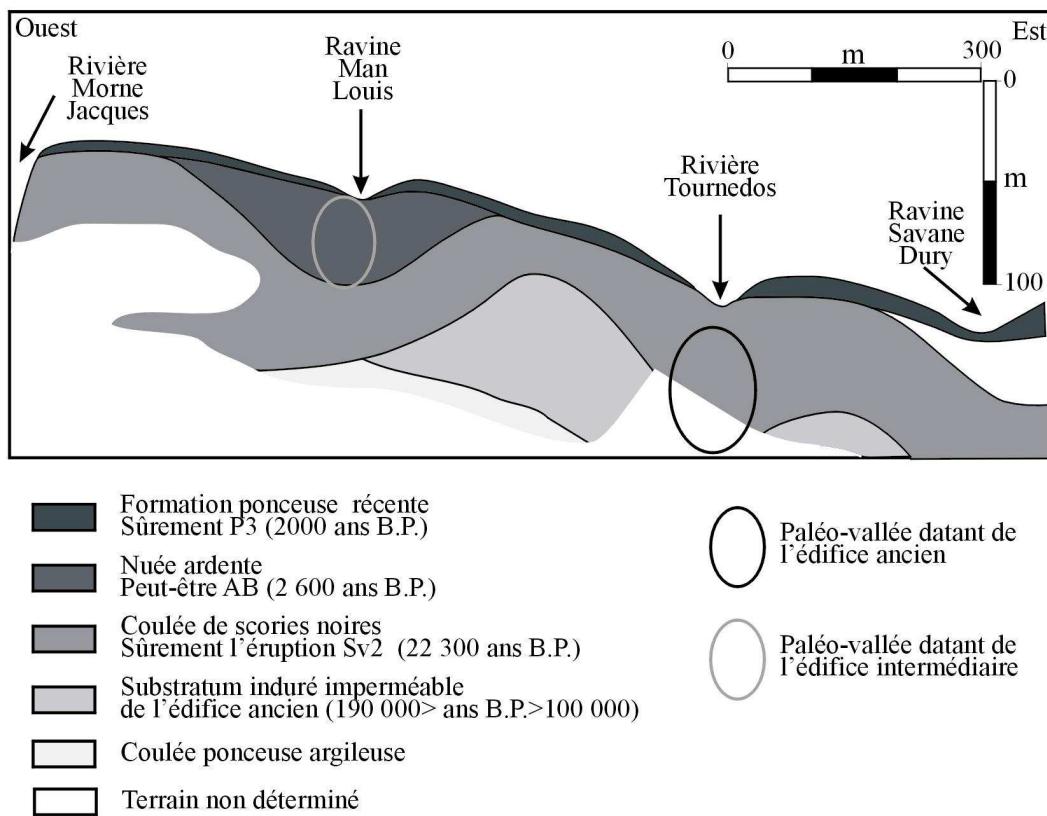
Figure A4-03) Le réseau hydrographique avant l'édification de l'édifice intermédiaire (vers 40 000 ans B.P.)



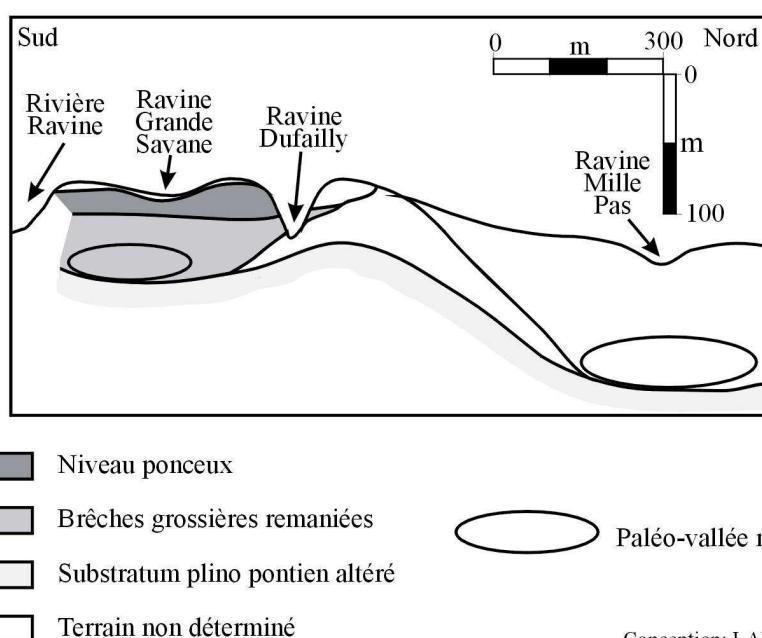
Conception: LALUBIE G (2008)

Figure A4-04) Paléo-vallées reconnues par des sondages géophysiques effectués par le BRGM

A) Coupe interprétative géophysique au Quartier Démare dans la commune de Basse-Pointe



B) Coupe interprétative géophysique du secteur d'Ajoupa-Bouillon



Conception: LALUBIE G. (2008)
Source: PAULIN Ch. et al. (1980)

Nous avons une lacune des affleurements géologiques de cette époque, pour le quart nord-est du volcan. Des sondages électriques et géophysiques, dans l'objectif de recherche d'eau souterraine (SOLLSTEINER P. *et al.* 2000), ont permis de mettre en évidence trois autres paléo-vallées (figure A4-02 D) :

- une paléo-vallée dans la commune de Basse-Pointe au niveau de la Rivière Tournedos, dans le bassin versant de la Rivière Pocquet (figure A4-04 A) ;

- deux paléo-vallées dans la commune de l'Ajoupa-Bouillon : l'une nord et l'autre sud (figure A4-04 B).

La paléo-vallée de la Rivière Tournedos et celle de La Marry (figure A4-02 D) pourraient confirmer les paléo-vallées déduites de la carte géologique de WESTERCAMP D. *et al.* (1990).

En observant la direction des dépôts de l'édifice intermédiaire, on peut aussi retracer des paléo-vallées (figure A4-02 C). Pour les flancs nord et est, certaines paléo-vallées confirment celles déduites de la figure A4-02 B).

Ainsi, la figure A4-03), laquelle synthétise la figure A4-02), nous donne une idée du relief de la paléo-Pelée, avant le réveil du volcan vers 40 000 ans. On peut remarquer une assez grande similitude avec le réseau actuel des grands cours d'eau du volcan. De nombreuses lacunes persistent tout de même, surtout pour les petits cours d'eau, lesquels prenaient leur source à mi-pente du volcan.

A4- 3. Le premier effondrement de flanc : D1

Le quart sud-ouest du volcan a subi un effondrement de flanc très volumineux (LE FRIANT A. 2001), qui a totalement remanié le relief du volcan et, par là même, les indices de l'existance des anciennes vallées. Il est aussi très délicat de mettre une date sur ce premier événement, car aucune datation valable n'a pu être réalisée (LEFRIANT A., 2001).

Plusieurs indices peuvent tout de même mettre sur la voie d'un premier effondrement pendant l'édifice ancien.

- Les dépôts remaniés associés au volcanisme du Conil, lesquels sont à l'intérieur de la première caldeira d'effondrement (figure A4-02 A)

- Les coulées pyroclastiques indurées et grossièrement prismées de type "Coffre à Mort" (édifice ancien), lesquelles se trouvent aussi à l'intérieur du premier effondrement (figure A4-02 B). Cela signifie que des éruptions de l'édifice ancien ont épandé leurs matériaux dans la première caldeira d'effondrement.

- Enfin, les 15 à 30 m de sédiments recouvrant les dépôts de l'avalanche de débris dans le bassin de Grenade, laissent supposer une datation comprise entre 200 000 et 100 000 ans.

Le volcan ayant une période de repos entre environ 150 000 ans et 40 000 ans, il est alors probable que l'événement se soit déroulé entre 200 000 et 150 000 ans (LEFRIANT A., 2001).

Pour expliquer la présence de dépôts de nuées ardentes de l'édifice intermédiaire au-delà du rempart sud, il faut alors supposer, soit que les coulées pyroclastiques de l'édifice moyen étaient capables de franchir la centaine de mètres de dénivellation de l'escarpement, soit, plus probablement, que l'addition des dépôts de l'édifice ancien et intermédiaire avait déjà rempli la première caldeira avant de s'écrouler à nouveau, pour le deuxième événement.

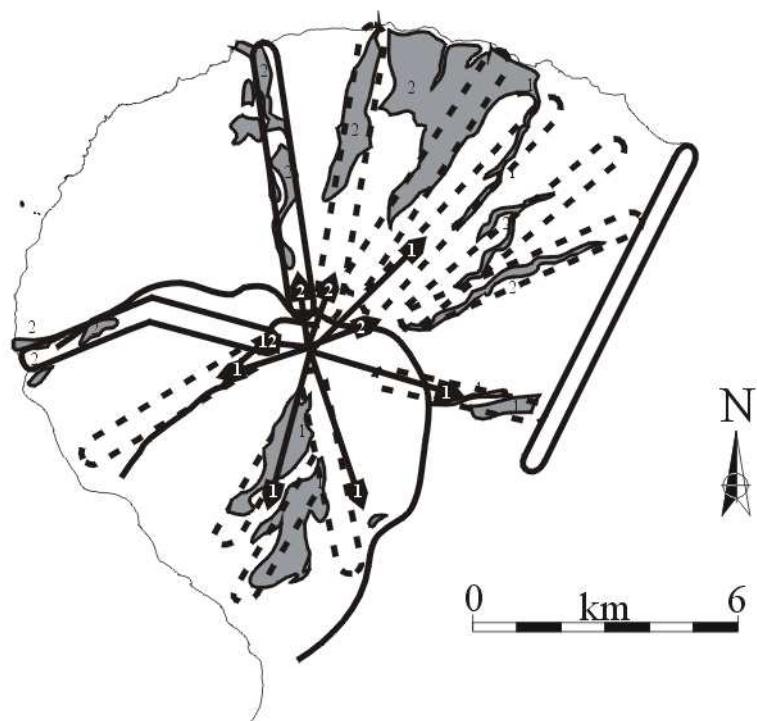
Cet effondrement de flanc a eu plusieurs impacts sur la formation des cours d'eau (figure 34, § 4-2). En premier lieu, deux cours d'eau ont drainé le pied des escarpements formés par la caldeira d'avalanche. Il s'agit de la Rivière du Prêcheur au nord et de la Rivière Roxelane au sud. En second lieu, on peut remarquer que, de part et d'autre de l'escarpement nord, près du sommet, la direction des cours d'eau est aussi radicalement changée. On peut ainsi remarquer que l'orientation des cours d'eau est généralement nord-sud à l'extérieur de la structure et est-ouest à l'intérieur (LEFRIANT A., 2001). Si l'on suit cette théorie, nous pouvons aussi remarquer que les cours d'eau du bassin versant de la

Rivière Falaise ont une direction perpendiculaire aux cours d'eau amont des bassins versants de la Rivière Roxelane et de la Rivière des Pères. Cette délimitation amont de la caldeira devrait alors suivre la crête de l'Aileron (figure 34, § 4-2), c'est-à-dire plus au sud que le tracé proposé par LEFRIANT A. (2001). Ce tracé pourrait aussi résulter de l'effondrement D2 (§ A4- 5, plus bas).

A4- 4. Le réseau hydrographique au cours de l'édifice intermédiaire

Le réseau hydrographique au cours de l'édifice intermédiaire correspond chronologiquement, plus précisément, vers 26 000 ans B.P., juste avant les deux éruptions cataclysmiques, de type Saint-Vincent, lesquelles ont eu lieu vers 25 700 (SV1) et 22 000 ans B.P. (SV2). Les coulées pyroclastiques, consécutives à l'écoulement de la colonne éruptive, se sont propagées dans les vallées creusées au sein de l'édifice intermédiaire, mais ont aussi recouvert des plateaux. La figure A4-05 représente les différentes vallées de l'époque empruntées par les nuées.

Figure A4-05) Localisation des paléo-vallées de l'édifice intermédiaire de la Montagne Pelée (26 000 ans B.P.)



1 Dépôts de l'éruption St-Vincent 1 (26 000 ans B.P.)
2 Dépôts de l'éruption St-Vincent 2 (22 000 ans B.P.)
(WESTERCAMP D. et al. 1990 et TRAINEAU H. 1982)

- Direction des écoulements
- Paléo-vallée très probable
- Paléo-vallée déduite des dépôts SV1 et SV2

Conception: LALUBIE G (2008)

Nous pouvons ainsi remarquer, en comparant le réseau hydrographique de l'édifice ancien (figure A4-03) et le réseau vers 26 000 ans B.P. (figure A4-06), la similitude des paléo-vallées du nord de l'édifice (Paléo-vallée de Grande Rivière, Rivière de Macouba et Rivière Roche). Cela induit que les dépôts de l'édifice intermédiaire n'ont pas complètement enseveli ces vallées et qu'elles ont pu se recreuser aux mêmes endroits. Il en va de même pour la paléo-vallée de la Rivière Blanche-Cloche à l'est du volcan et de la Rivière Pointe Lamare, versant Caraïbe.

La paléo-vallée de la Rivière Pocquet-Falaise de l'édifice ancien (déterminée également par les prospections géophysiques) a été modifiée pour donner trois paléo-vallées (Rivière de Basse Pointe, Rivière Poquet et Rivière Falaise). Des modifications ont aussi dû se produire vers la moitié aval de la Rivière du Prêcheur.

Les dépôts des deux éruptions Saint-Vincent n'ont pas emprunté certaines des paléo-vallées qui existaient auparavant : il s'agit des paléo-vallées d'Ajoupa-Bouillon, de la Rivière Moulin, de la haute Rivière Roxelane et de la Rivière Claire. Doit-on considérer que ces paléo-vallées étaient ensevelies lors des deux éruptions, ou bien que des rebords de caldeira sommitale d'effondrement empêchaient l'écoulement des nuées ardentes ? En regardant la figure A4-03, on remarque que ces paléo-vallées occupent la place de lacunes de connaissances. De plus, il paraît inconcevable que le volcan ne soit pas drainé sur des grandes parties de ses flancs. Ces deux raisons nous laissent penser que ces paléo-vallées existaient déjà, mais que pour des raisons non déterminées, les nuées ardentes de type Saint-Vincent ne les ont pas empruntées.

Enfin, le réseau hydrographique, tel qu'on le connaît actuellement, commence à apparaître de part et d'autre du Conil, avec ses quatre cours d'eau.

Remarque : Selon WESTERCAMP D. et al. (1990), le lac Champflore aurait été créé au cours des éruptions de l'édifice intermédiaire. Des coulées pyroclastiques auraient obstrué le cours de la Rivière Capot, plutôt vers la deuxième moitié de ce stade (soit environ vers 30 000 ans B.P.). Il se serait ensuite comblé au cours du temps, par les sédiments transportés par la Rivière Capot et les retombées aériennes du volcan. Ce serait au cours de la deuxième éruption de type Saint-Vincent, vers 22 000 ans B.P. que le lac aurait été complètement comblé. Nous reviendrons sur cet aspect dans le § A5-1.6.1 de l'appendice 5.

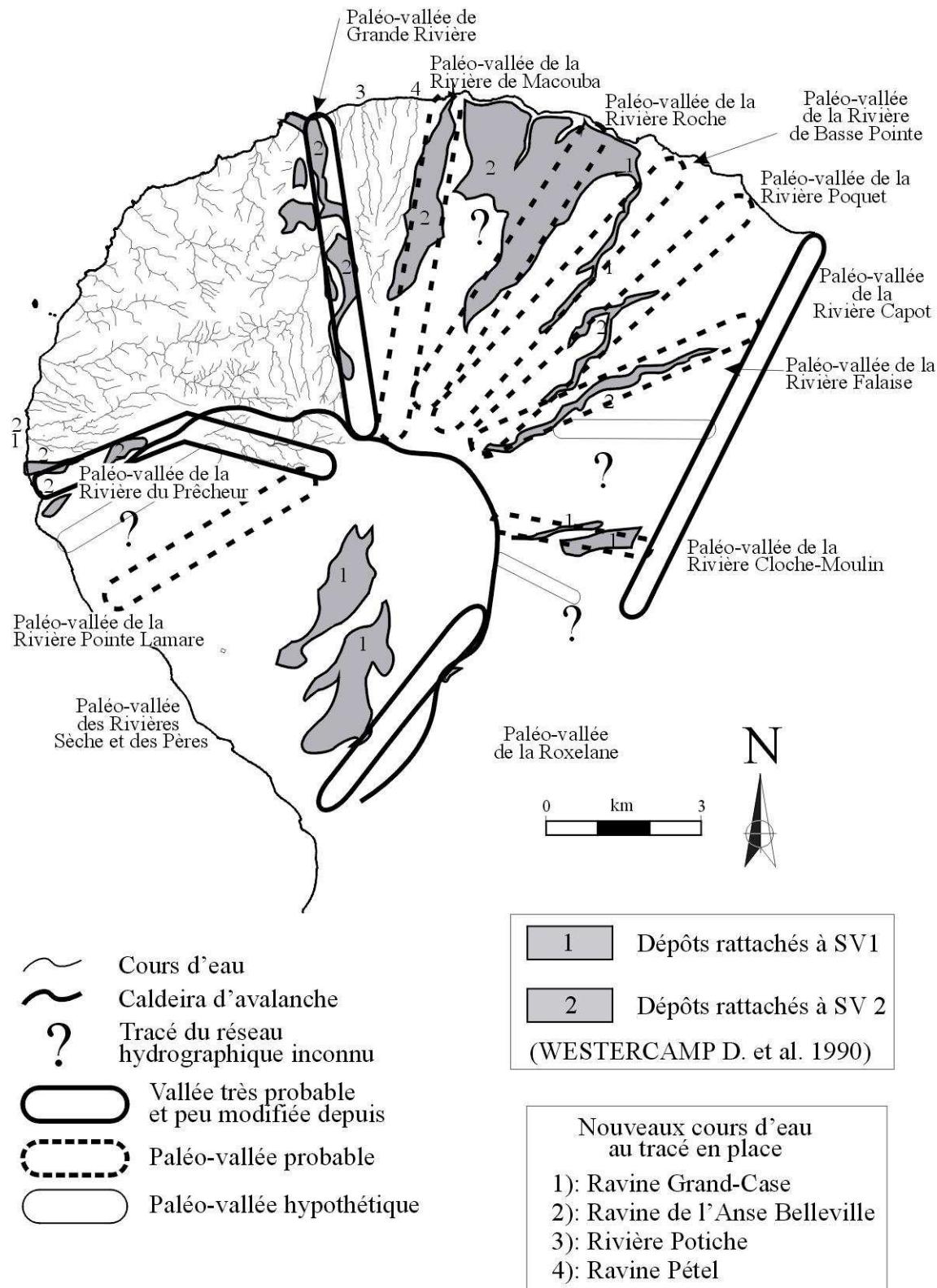
A4- 5. Le second effondrement de flanc : D2

Le second effondrement de flanc est daté par VINCENT P.M. et al. (1989) et LE FRIANT A. (2001) aux alentours de 25 000 ans. La surface de glissement se situerait sous le niveau de la mer.

Il se situe à l'intérieur de la fourchette d'incertitude de la datation de la première éruption remarquable de type St-Vincent (SV1). La présence de dépôts SV1 à l'intérieur de la seconde caldeira d'avalanche tendrait à situer l'effondrement avant l'éruption. Mais, la présence de ces mêmes dépôts à l'intérieur du troisième effondrement sème le doute sur la reconnaissance des dépôts.

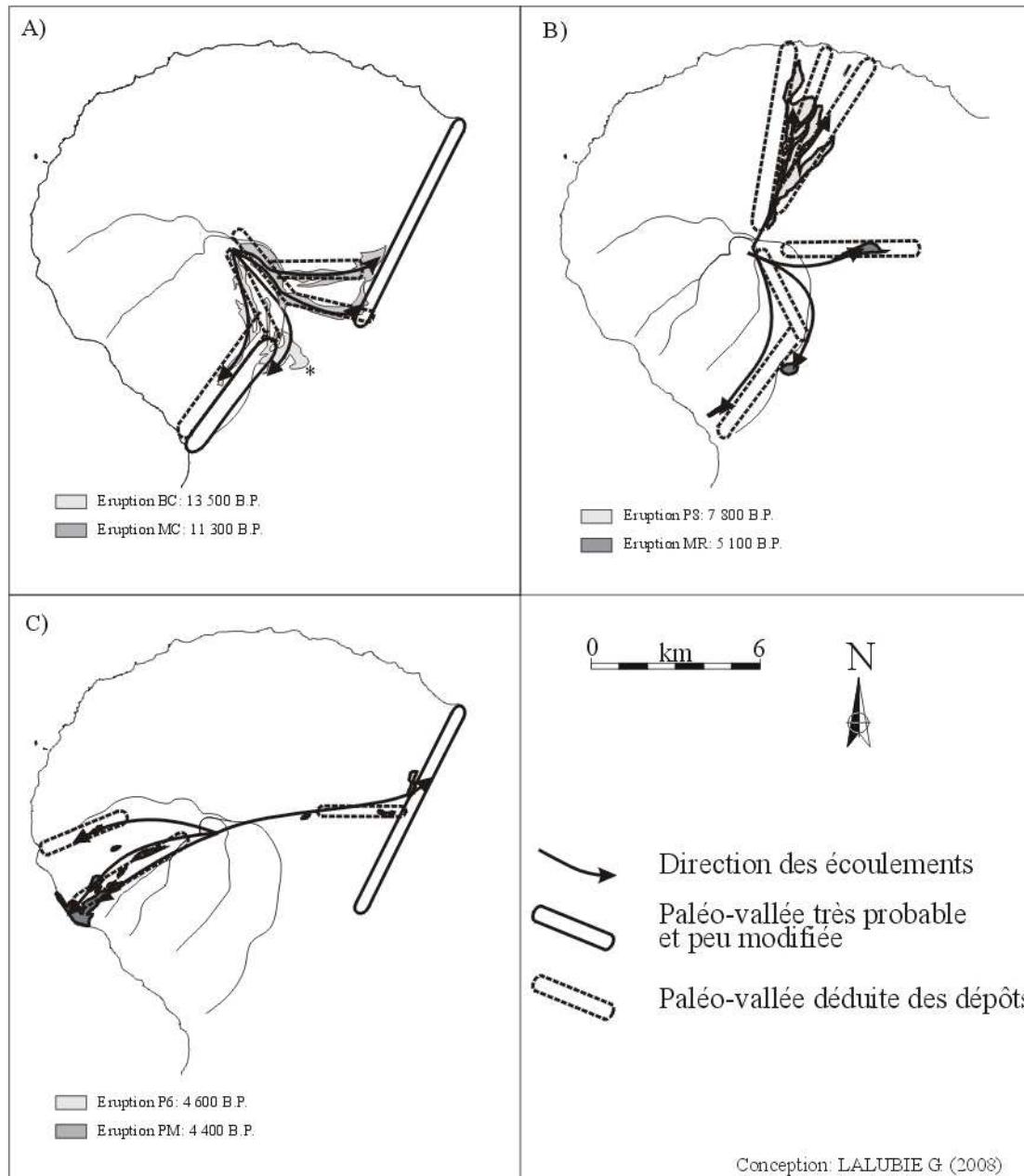
Au cours de ce second effondrement, le rempart sud a de nouveau été mis à jour. TRAINEAU H. (1982) situait la formation de ce rempart sud, entre l'éruption BC (13 500 ans B.P.) et P8 (7 800 ans B.P.). Les coulées de cette dernière auraient été détournées dans l'actuelle vallée de la Rivière Roxelane. A l'inverse, l'éruption BC a franchi le rempart (marqué en * sur la figure A4-07 A). Nous pensons plutôt que les coulées BC ont pu franchir le rempart, car la caldeira en amont, près du cratère, est rapidement comblée du fait des volumes de dépôts plus importants. Ce seraient alors "les dernières" coulées pyroclastiques de l'éruption BC qui auraient ainsi pu déborder. La Rivière Roxelane aurait ensuite érodé une grande part des dépôts en 6 000 ans et ainsi découvrir à nouveau l'escarpement et détourner les coulées des éruptions suivantes.

Figure A4-06) Le réseau hydrographique au cours de l'édification de l'édifice intermédiaire (vers 26 000 ans B.P.)



Conception: LALUBIE G. (2008)

Figure A4-07) Les paléo-vallées empruntées par les premières éruptions de l'édifice récent de la Montagne Pelée (vers 13 500 ans B.P.)



Une fois de plus, l'impact sur le réseau hydrographique fut important. La Ravine Fond Canonville est maintenant inscrite le long de l'escarpement nord, et la Rivière Roxelane reprend sa place au pied de l'escarpement sud. Nous pouvons d'ailleurs remarquer que la Rivière Roxelane et la Rivière des Pères voient leur cours dévié par cet escarpement (LE FRIANT A., 2001). En amont, ils ont une direction nord/sud-sud-est puis, sous la contrainte de l'escarpement, prennent une direction sud sud-ouest (figure 34, § 4-2). Si la Rivière Roxelane est directement au contact de la paroi, la Rivière des Pères est détournée indirectement par l'intermédiaire des dépôts volcaniques accumulés devant l'escarpement.

Le vide laissé par l'effondrement a été rempli par les éruptions St-Vincent et les autres qui ont suivi jusqu'à la fin du stade intermédiaire, vers 19 500 ans. Les vallées que nous connaissons actuellement ont commencé à se former.

A4- 6. Le réseau hydrographique de l'édifice récent

A4- 6.1. Le réseau hydrographique à la fin de la dernière période de repos

Au cours de la deuxième grande phase de repos de la Montagne Pelée, entre 19 500 et 13 500 ans B.P., des vallées ont été creusées et d'autres définitivement fixées. Les directions empruntées par les éruptions de l'édifice récent nous donneront les positions des vallées à cette époque, vers 13 500 ans B.P. (figure A4-07).

On peut remarquer sur la figure A4-08 que les vallées du flanc Atlantique sont actuellement toutes présentes. C'est ce qui nous fait dire que les vallées de la Rivière de Basse Pointe, de la Rivière Pocquet et de la Rivière Falaise sont présentes, malgré l'absence d'indices. La paléo-vallée d'Ajoupa-Bouillon Sud, reconnue par les sondages géophysiques (figure A4-04 B), est à nouveau marquée avec la paléo-vallée de la Rivière Ravine. La figure A4-04 B nous montre que le cours actuel de ce cours d'eau n'est pas exactement au même endroit que la paléo-vallée.

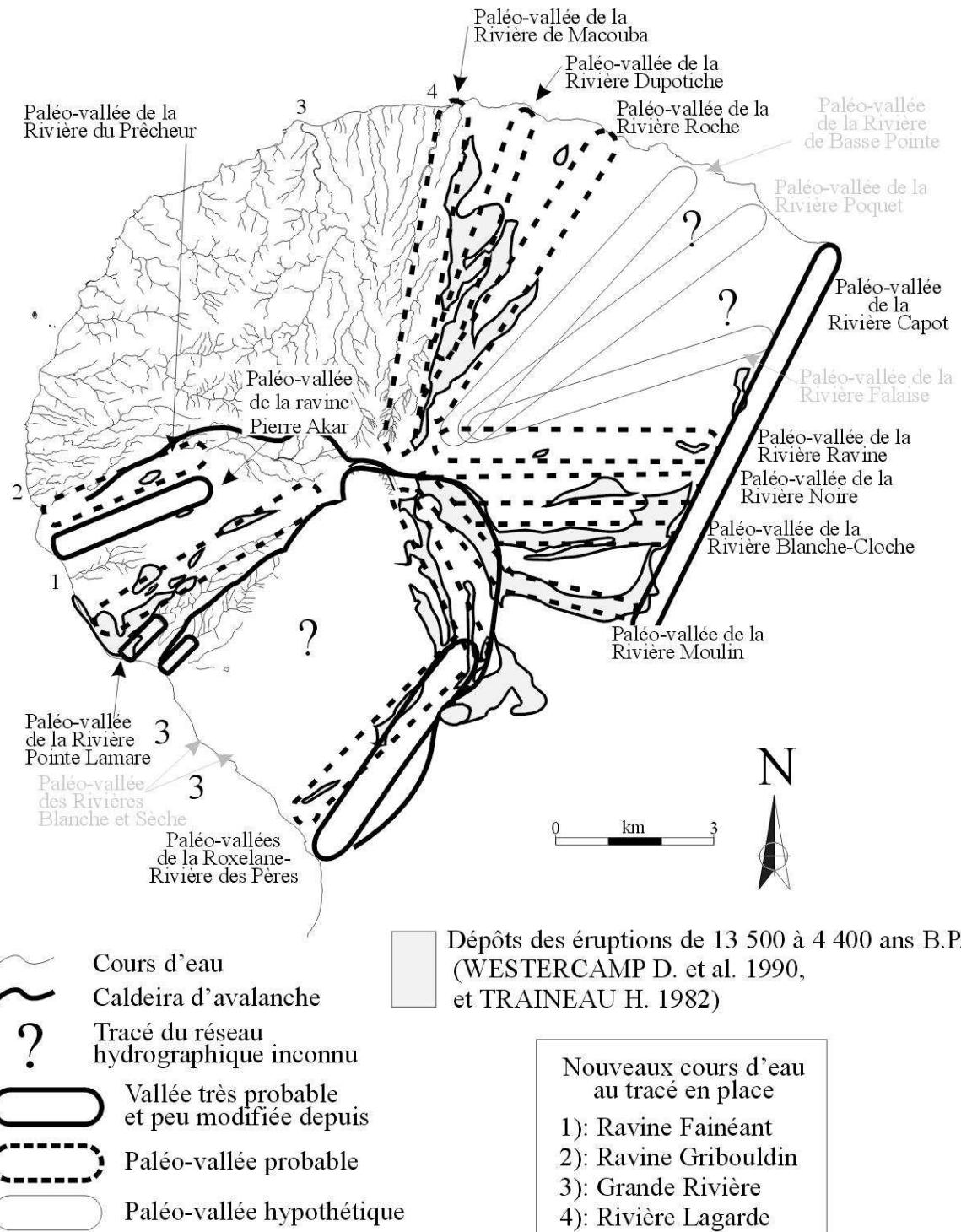
Pour le flanc Caraïbe, les paléo-vallées de la Rivière du Prêcheur et de la Rivière Pointe Lamare sont toujours présentes. Par contre, les vallées de la Rivière Roxelane et de la Rivière des Pères n'arrivent pas à se distinguer franchement par les directions des coulées pyroclastiques depuis la reprise de l'activité volcanique à 13 500 ans B.P. Ces dépôts volcaniques ont la même propagation que les coulées de l'édifice intermédiaire (figure A4-03), c'est-à-dire dans une paléo-vallée correspondant à la Rivière Roxelane et à la Rivière des Pères. Inversement, les nuées des éruptions de Saint-Vincent (figure A4-06) prennent une direction imposée par une paléo-vallée correspondant à la Rivière des Pères et à la Rivière Sèche.

Ces différences peuvent s'expliquer de plusieurs façons :

- la position du cratère (inconnue) de ces différentes éruptions. On peut évidemment penser à certains dômes non datés de la carte géologique (WESTERCAMP D. *et al.* 1990), mais aussi à des cratères (et dômes) totalement ensevelis ou détruits par les éruptions ultérieures ;
- la présence de particularités de relief au niveau du cratère, comme un rebord de caldeira, un ancien dôme ou, au contraire une échancrure ;
- la morphologie des hautes paléo-vallées qui sont plus ou moins propices à "attirer" et à canaliser les coulées pyroclastiques.

La moitié nord du flanc Caraïbe montre certains cours d'eau dont le tracé ne se modifiera plus dans le futur. Il s'agit surtout des cours amont de la Rivière du Prêcheur, la Ravine Pierre Akar, la Ravine Chéneaux et la Ravine Fond Canonville et l'intégralité de la Ravine de la Charmeuse (figure A4-08). On peut enfin remarquer que l'intérieur de la troisième structure d'effondrement n'a pas été emprunté par les coulées pyroclastiques des premières éruptions de l'édifice récent.

Figure A4-08) Le réseau hydrographique au début de l'édification de l'édifice récent (vers 13 500 ans B.P.)



Conception: LALUBIE G. (2008)

A4- 6.2. Le dernier effondrement de flanc : D3

Le troisième effondrement de flanc a été daté vers 9 000 ans B.P. (LE FRIANT A. 2001), entre l'éruption MC et P8. La caldeira est matérialisée au nord par la Crête Paviot et au sud par celle de Grand Bé. La Rivière Claire au nord et la Rivière Sèche au sud coulent le long de ces rebords. En comblant partiellement la caldeira, ces deux cours d'eau ont été par la suite modifiés par les éruptions ultérieures.

Ce dernier effondrement de flanc a eu pour effet de couper la caldeira formée par les dépôts de la fin de l'édifice intermédiaire et du début de l'édifice récent. Les affluents droits de la Rivière des Pères semblent d'ailleurs avoir été rompus au cours de cet effondrement (LE FRIANT A. 2001). Ils ont un lit très enfoncé, rapidement sous la crête et ont la même direction sud-sud-est, que l'amont de la Rivière des Pères et de la Rivière Roxelane. Avant l'effondrement, ces affluents devaient remonter jusqu'au sommet, un peu à l'image de l'organisation des affluents de la Rivière Capot sur le flanc Atlantique.

La datation de cet effondrement de flanc est bien peu en accord avec la carte géologique du BRGM :

- la lave massive (notée Nuée Ardente sur la carte géologique de 1983) de la Falaise Rouge (édifice ancien), au bord de la côte et au milieu de la cicatrice du premier événement et au bord du deuxième : cela induit que les matériaux mobilisés l'ont été au-dessus de cette enclave. La Falaise Rouge serait alors un affleurement d'une relique du plancher de l'effondrement, mais nous avons vu que le second effondrement se propagea jusqu'à 200 m sous le niveau de la mer ;

- la présence de dépôts rattachés à l'édifice intermédiaire, y compris des nuées de type Saint-Vincent, à l'intérieur de la troisième caldeira.

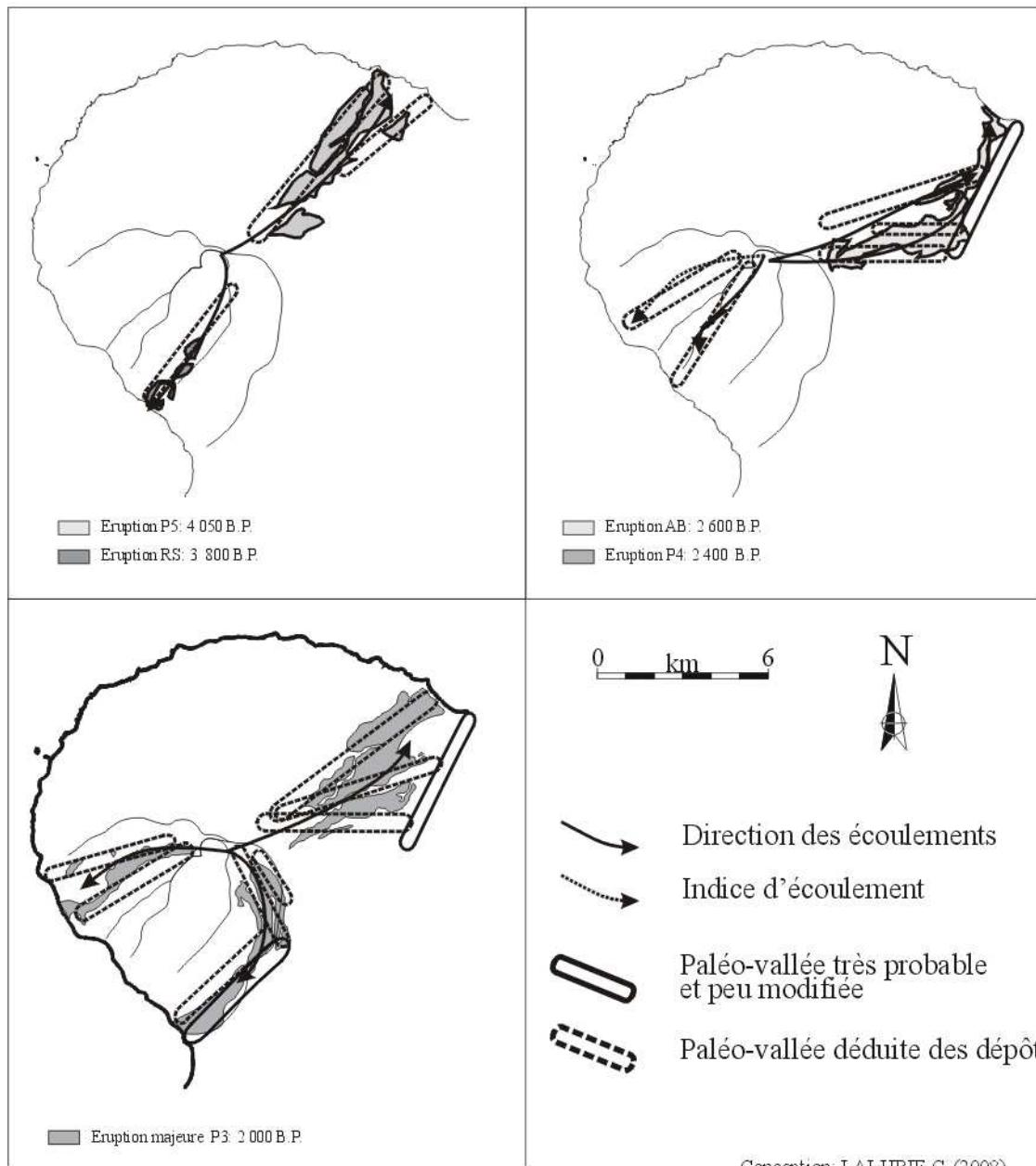
A4- 6.3. Le réseau hydrographique pendant l'édifice récent

C'est au cours de l'édification de l'édifice récent que la majeure partie des cours d'eau du volcan s'est définitivement mise en place. Nous allons les reconstituer en trois périodes, 4000, 2000 et 50 ans B.P., en observant l'extension des dépôts des différentes éruptions. Selon les carrossages de sédiments effectués en mer où l'érosion est limitée et d'autres analyses stratigraphiques, il y aurait plus d'éruptions que celles reconnues à terre par TRAINEAU H. (1982) et WESTERCAMP D. *et al.* (1990). Mais vu que leurs dépôts sont très discrets sur les flancs du volcan, ils n'ont dû modifier que très partiellement le tracé des cours d'eau.

A4- 6.3.1. Le réseau hydrographique vers 4 100 ans B.P.

La figure 04-09 donne l'extension des différentes éruptions qui se sont produites entre 4 100 et 1 700 ans B.P. Les coulées pyroclastiques (nuées ardentes et coulées de ponce) se sont largement répandues dans les paléo-vallées d'un petit quart du flanc nord-est de l'édifice.

Figure A4-09) Les paleo-vallées empruntées par les éruptions de la Montagne Pelée de la période de 4 100 à 1 700 ans B.P.



Il est assez délicat de définir exactement l'existence et l'emplacement des trois grandes paléo-vallées (actuellement : Rivières de Basse-Pointe, Pocquet et Falaise). Leur existence avait déjà été remarquée au cours des deux éruptions majeures de St-Vincent. C'est donc avec ces faibles indices que nous avons estimé la présence de ces paléo-vallées.

A part ce petit quart nord-est, tous les cours d'eau du flanc Atlantique ont pris leur cours définitif (figure A4-10). Seules des retombées aériennes sans incidence sur le relief atteindront ces bassins versants.

Pour le flanc Caraïbe, le tracé des cours d'eau n'est pas encore fixé, à l'exception des cours d'eau déjà présents vers 13 500 ans B.P. (figure A4-06). En revanche, les paléo-vallées ont pris leur emplacement définitif. Il n'y a malheureusement toujours pas d'indice sur la présence de la vallée de la Rivière Blanche. Les dépôts volcaniques historiques les recouvrent encore.

A4- 6.3.2. Le réseau hydrographique vers 1 700 ans B.P.

Les trois dernières éruptions de la Montagne Pelée n'auront que peu d'impacts sur le relief (figure A4-11). Toutes les vallées sont maintenant définitivement inscrites dans le paysage.

Les cours d'eau du flanc Atlantique, et notamment les grands cours d'eau du flanc nord-est, sont maintenant tous marqués définitivement (figure A4-13), au fond de vallées étroites découpant les plateaux. Seule la Rivière Noire subira encore une coulée de ponce, selon WESTERCAMP D. et TRAINEAU H. (1983) vers l'an 280 (± 40 ans) de notre ère.

La Rivière Roxelane est maintenant bien dissociée de la Rivière des Pères depuis l'éruption P3.

Pour le flanc Caraïbe, à part la paléo-vallée de la Rivière Blanche, toutes les vallées ont leur morphologie presque définitive.

La Rivière de la Pointe Lamare prend son cours définitif après l'éruption P3 vers 2 000 ans B.P. La paléo-vallée de ce cours d'eau a été présente juste après la première déstabilisation de flanc. Situé entre des dépôts remaniés, de l'édifice ancien et du Conil, ce couloir a reçu des dépôts volcaniques durant toutes les périodes décrites ci-dessus depuis 40 000 ans B.P.

En observant la forme et l'orientation des cours d'eau, on peut remarquer que le cours amont de la Ravine Pierre Akar ressemble aux bras de la Rivière voisine Pointe Lamare, alors que l'aval possède un réseau moins dendritique, comme son autre voisine, la Rivière du Prêcheur. Nous pouvons y voir dans ce cas, le passage d'un système hydrographique par un autre.

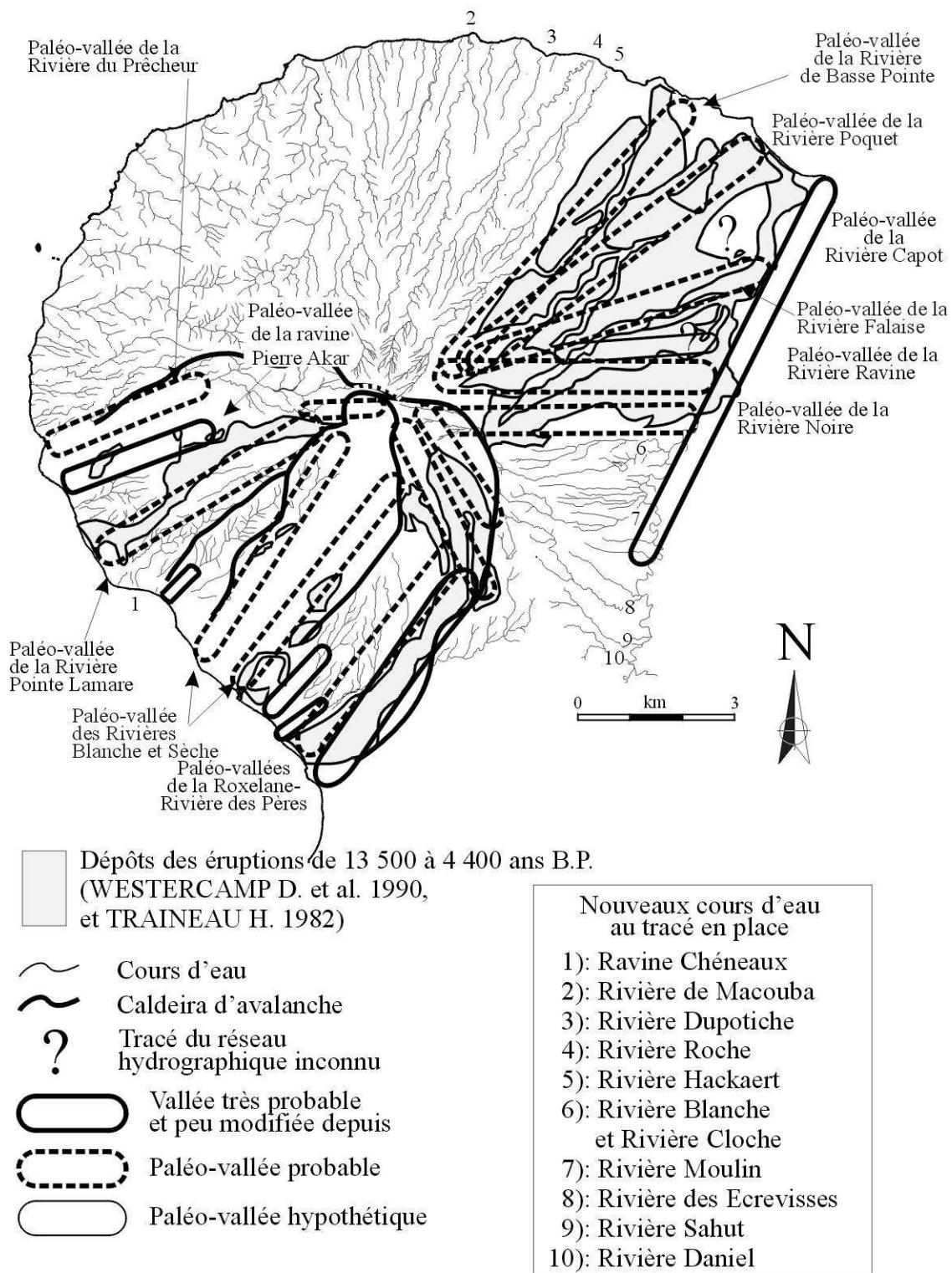
Les cours aval de la Rivière du Prêcheur, et des deux ravines de part et d'autre, seront encore remaniés au cours de la dernière éruption ponceuse P1.

A4- 6.3.3. Le réseau hydrographique au début du XX^{ème} siècle

Tous les cours d'eau ont leur tracé définitif, à l'exception de la paléo-vallée de la Rivière Blanche qui sera ensevelie en 1902 et 1929. De plus, les cours aval des cours d'eau compris entre la Rivière des Pères incluse au sud, et la Ravine Fond Canonville incluse au nord, seront aussi modifiés par ces deux éruptions.

L'observation du cours d'eau sur le terrain et l'étude des cartes bathymétriques, par MEUNIER M. (1999), ont permis de remarquer une probable bifurcation du cours d'eau (figure A4-12). SEDAN O. du BRGM, cité par MEUNIER M. (1999), aurait attribué cette bifurcation à la coulée de ponce P3 (GENEVEY A. *et al.*, 2002), laquelle se serait propagée dans la vallée de la Rivière du Prêcheur, il y a 2000 ans environ. C'est vers 60 m d'altitude, que le cours d'eau n'aurait pas recreusé son cours à l'identique, mais aurait plutôt contourné le Morne La Girard (103 m d'altitude) par le sud, en suivant le bord septentrional de la coulée ponceuse.

Figure A4-10) Le réseau hydrographique aux alentours de 4 100 B.P.



Conception: LALUBIE G. (2008)

Figure A4-11) Les paléo-vallées empruntées par les éruptions de la période de 1 700 à 320 ans B.P.

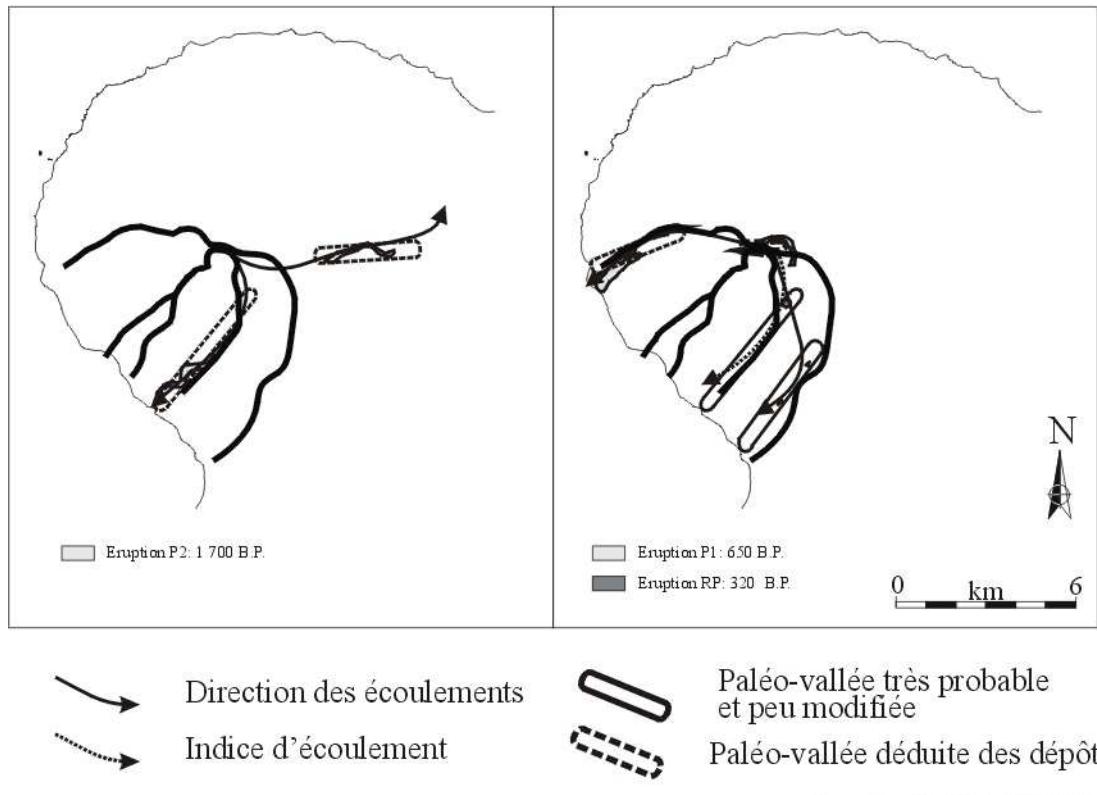


Figure A4-12) Changement de cours de la Rivière du Prêcheur

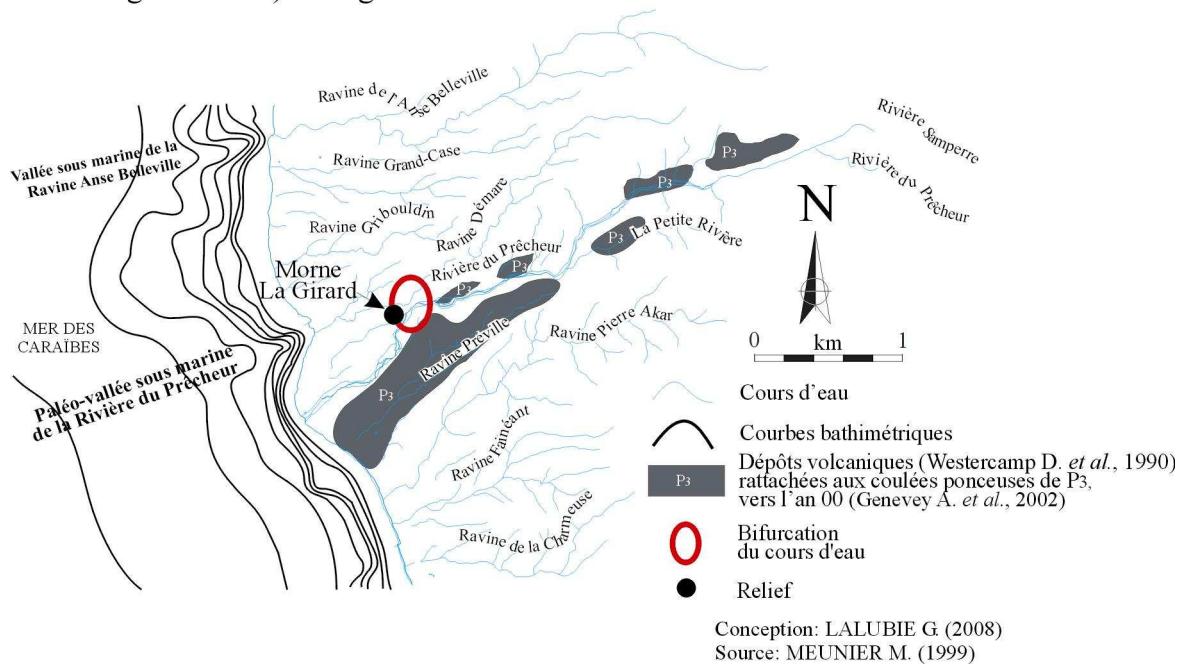
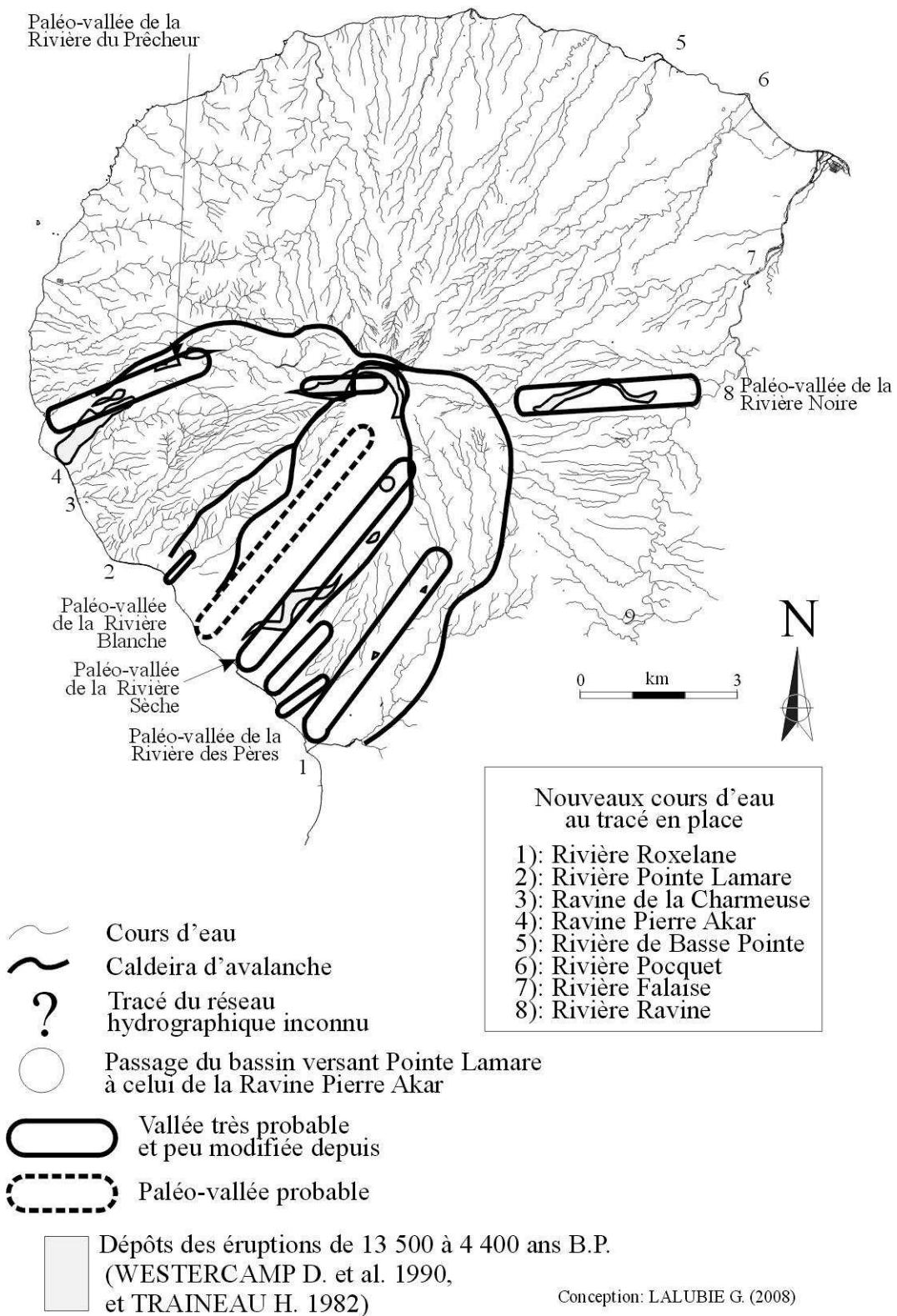


Figure A4-13) Le réseau hydrographique aux alentours de 2 000 B.P.



Conception: LALUBIE G. (2008)

Un nouveau système hydrographique s'est donc créé avec ce qui devait être le dernier affluent droit de la Rivière du Prêcheur et l'ancien cours aval de la Rivière du Prêcheur. Ils ont ainsi formé la Ravine Démare au nord de la Rivière du Prêcheur. Son cours aval a donc été dévié plus au sud dans ce qui devait être la paléo-vallée d'une petite ravine (figure A4-12), laquelle deviendra la Ravine Préville. Cette vallée fut ensevelie au cours de l'éruption P1, repoussant le long du versant nord le nouveau tracé aval de la Rivière du Prêcheur. La nouvelle embouchure de cette dernière débouche sur une côte à la bathymétrie moins prononcée, ce qui a permis la création d'un petit cône deltaïque, unique pour les cours d'eau du flanc Caraïbe. Les dépôts P1 ayant enseveli la petite paléo-vallée, au sud de la Rivière du Prêcheur, ont depuis été érodés pour former le bassin versant de la Ravine Préville.

A4- 7. Discussion

La décomposition chronologique des connaissances géologiques a permis de reconstituer, pour certains moments clés, le relief du massif de la Montagne Pelée. Nous pouvons alors proposer le tableau 04 (§ 4-3.3), indiquant la date approximative de l'apparition des paléo-vallées et des cours d'eau dans leur tracé définitif.

Les cours d'eau les plus anciens sont les plus stables. Inversement, certains cours d'eau du flanc Caraïbe, qui n'ont leur tracé actuel que depuis moins de 2 000 ans, restent instables et l'érosion y est intense. La Ravine Préville, et les cours d'eau de la Coulée de la Rivière Blanche, sont les cours d'eau les plus récents du massif. Ces cours d'eau seront les plus intéressants pour rechercher la dynamique d'érosion de la période contemporaine.

Nous sommes conscient que cette façon de procéder entraîne des lacunes de connaissances. Certaines paléo-vallées ont pu nous échapper. D'autres ont pu être indiquées alors que les dépôts volcaniques recouvriraient un plateau et non une paléo-vallée. Afin d'estimer la qualité de nos réflexions, nous pouvons comparer les hypothèses de nos paléo-vallées telles que déduites des dépôts volcaniques de surface, avec celles représentées sur la coupe géologique du flanc caraïbe (figure A4-14), effectuée par WESTERCAMP D. (1987), grâce aux coupes stratigraphiques et aux sondages géophysiques. Il faut rappeler qu'en 1987, personne n'avait encore reconnu les écroulements de flanc (VINCENT P.M. *et al.* 1989). WESTERCAMP D. considérait plutôt que les dépôts du Conil et de l'édifice ancien du flanc Caraïbe n'avaient jamais été remaniés. Il est donc normal d'y trouver des paléo-vallées que nous considérons comme inconnues du fait du remaniement généralisé du secteur.

Le tableau A4-01, ci-dessous, compare les paléo-vallées du flanc Caraïbe reconnues selon les deux méthodes. Nous pouvons remarquer la grande similitude entre les deux méthodes. Toutefois, certaines distinctions demeurent. Elles proviennent essentiellement :

- de la localisation peu différenciée des paléo-vallées, la grande précision de nos cartes (la paléo-vallée de la Pointe Lamare en est un bon exemple, où nous n'avions opté que pour un seul emplacement, alors qu'elle s'est déplacée vers le nord pendant l'édifice ancien) ;
- des trois effondrements qui apportent des difficultés dans l'interprétation de différents points de la carte géologique.

Figure A4-14) Coupe géologique le long de la côte caraïbe de Saint-Pierre au Prêcheur

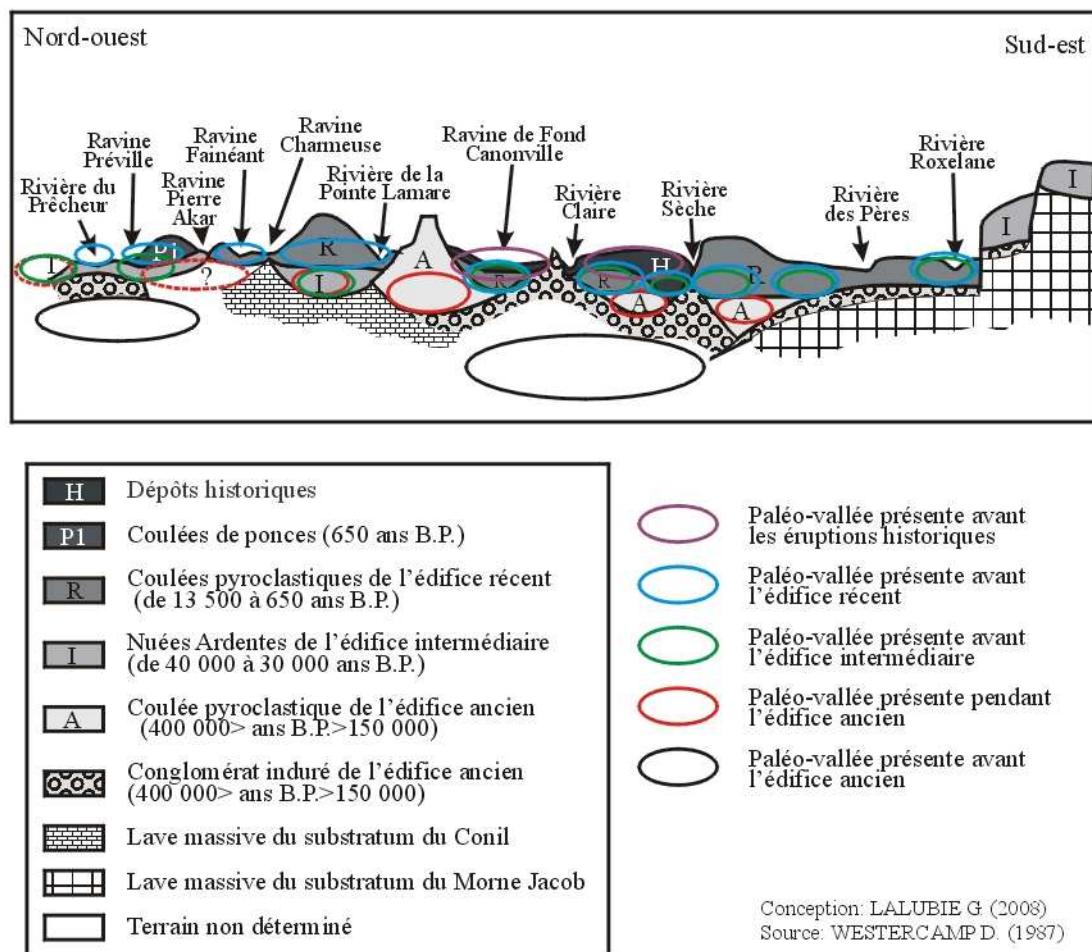


Tableau A4-01. Comparaison de l'apparition des paléo-vallées du flanc Caraïbe, par nos reconstitutions et par la coupe géologique proposée par WESTERCAMP D. (1987)

Stade d'édification	Paléo-vallées de nos reconstitutions	Paléo-vallées déduites de WESTERCAMP D. (1987)
Fin Conil (400 000 ans B.P.)	Remaniées par le premier effondrement de flanc (fig. A4-01)	Paléo-vallée Blanche Paléo-vallée Prêcheur
Milieu Edifice ancien (entre 400 000 et 150 000 ans B.P. ???)	Remaniées par le premier effondrement de flanc (fig. A4-01)	Paléo-vallée Sèche-des Pères Paléo-vallée Blanche Paléo-vallée Lamare-Fond Canon. Paléo-vallée Lamare- Charmeuse Paléo-vallée Pierre Akar Paléo-vallée Prêcheur
Fin édifice ancien (de 150 000 à 40 000 ans B.P.)	Remaniée par le second effondrement de flanc (fig. A4-08) Paléo-vallée Lamare Paléo-vallée Pierre Akar Paléo-vallée Prêcheur (fig. A4-03)	Paléo-vallée Roxelane Paléo-vallée des Pères-Beauséjour Paléo-vallée Sèche Paléo-vallée Blanche Paléo-vallée Claire Paléo-vallée Fond Canonville Paléo-vallée Lamare-Charmeuse Paléo-vallée Préville Paléo-vallée Prêcheur
Fin édifice intermédiaire (de 19 500 à 13 500 ans B.P.)	Paléo-vallée Roxelane-des Pères Remaniée par le troisième effondrement de flanc (fig. A4-10) Paléo-vallée Fond Canonville Paléo-vallée Lamare-Charmeuse Paléo-vallée Pierre Akar Paléo-vallée Prêcheur (fig. A4-08)	Paléo-vallée Roxelane Paléo-vallée des Pères-Beauséjour Paléo-vallée Sèche Paléo-vallée Blanche Paléo-vallée Claire Paléo-vallée Fond Canonville Paléo-vallée Lamare-Charmeuse Paléo-vallée Fainéant Paléo-vallée Préville Paléo-vallée Prêcheur
fin édifice récent (depuis la fin du XVII ^{ème} siècle)	Paléo-vallée Beauséjour Paléo-vallée Blanche Paléo-vallée Fond canonville (fig. A4-13)	Paléo-vallée Blanche Paléo-vallée Fond canonville

Conception : LALUBIE 2007

Les effondrements de flanc ont un rôle très actif dans l'inscription des cours d'eau dans le paysage (figure 34, § 4-2). Ils se forment au pied des escarpements des caldeiras. Les rebords de la première caldeira sont drainés au nord par la Rivière du Prêcheur et au sud par la Rivière Roxelane. Les rebords de la deuxième caldeira sont drainés par la Ravine Fond Canonville au nord et toujours la Rivière Roxelane au sud. Enfin, la troisième caldeira est drainée au nord par la Rivière Claire (qui était la Rivière Blanche avant 1902) et au sud par la Rivière Sèche. Elle a donc été le lieu de dépôts des éruptions historiques.

La paléo-vallée de la Rivière Roxelane n'a pas été bouleversée depuis la formation de l'édifice ancien. Elle se situe le long des formations du Morne Jacob. Cet axe est aussi celui de la bordure sud de l'effondrement.

La paléo-vallée du Prêcheur s'est modifiée au plus tard, au cours des nuées ardentes de l'édifice intermédiaire. Mais on ne sait pas si c'est à la suite de ces dépôts, ou antérieurement, ou si c'est à la suite de l'effondrement au cours de l'édifice ancien. Comme pour la bordure sud, les dépôts de l'édifice intermédiaire ont pu remplir l'intérieur de la caldeira, et se propager au-delà du rebord nord.

Pour finir, on peut aussi remarquer que les différentes orientations des éruptions depuis le début de l'édifice récent impliquent une modification constante de la morphologie du sommet du volcan (position du cratère, dôme, caldeira) autant pendant les éruptions qu'après celle-ci.

APPENDICE 5

Les modifications du tracé par les éruptions et la genèse du réseau hydrographique (Extraits de LALUBIE G., 2007)

A5- 1. Modifications du réseau hydrographique par les éruptions historiques

Au cours des deux éruptions historiques de 1902 à 1905, puis de 1929 à 1932, les nuées ardentes ont atteint la mer. Leurs dépôts ont été canalisés dans la vallée de la Rivière Blanche et dans la haute vallée de la Rivière Sèche (figure 45, § 5-2.2). Deux dômes se sont édifiés dans la caldeira de l'Etang Sec et leurs talus d'éboulis forment actuellement la tête du bassin versant pour la Rivière Chaude (affluent gauche de la Rivière Claire) et la Ravine Saint-Martin (principal affluent droit de la Rivière Sèche).

Remarque : *Au XVIII^{ème} siècle, certains cours d'eau étaient nommés différemment (BLAISOT, 17??, MONNIER M. et al. 1831). Ainsi, la Rivière Sèche était appelée la Rivière Salée, la Rivière Falaise se nommait la Rivière Filasse et on parlait de la Rivière Pocquet comme de la Rivière de la Pointe Capot ou encore la Rivière de la Petite Capot au XIX^{ème} siècle.*

A5- 1.1. La Coulée de la Rivière Blanche

La Coulée de la Rivière Blanche correspond actuellement à l'intérieur d'une structure d'avalanche du troisième et du dernier effondrement sectoriel reconnu par LE FRIANT A. (2001). L'intérieur de cette caldeira fut comblé partiellement par les dépôts convexes de 1902 et de 1929 inversant le relief. Actuellement, les deux cours d'eau principaux drainant cette région se situent sur les bords de la caldeira, en longeant ses parois jusqu'à la mer.

A5- 1.1.1. Le réseau hydrographique avant 1902

Avant 1902, la Rivière Blanche drainait la caldeira d'avalanche en son centre (figure 45, § 5-2.2). Son cours principal prenait sa source directement en contre bas de la caldeira sommitale de l'Etang Sec. A un peu moins de deux kilomètres avant son embouchure, la Rivière Blanche était rejoints, en rive droite, par la Rivière Claire et, en rive gauche, une ravine appelée, pour l'occasion, la Ravine Saint-Martin.

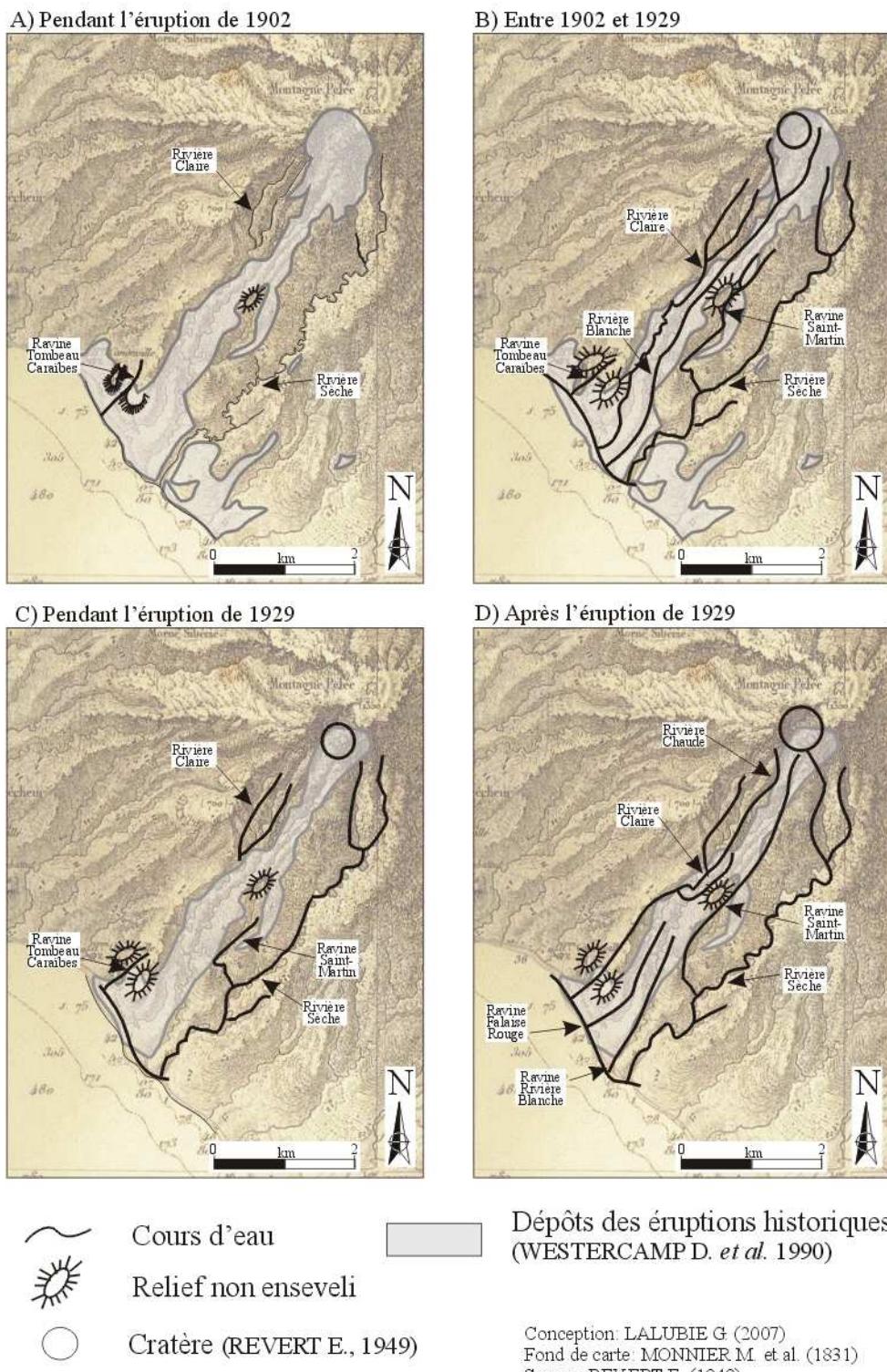
La Rivière Sèche formait un bras principal peu ramifié, de la Patte du Tigre en tête de bassin versant jusqu'à l'embouchure.

Deux petites rivières drainaient la région basse septentrionale de la caldeira. Pour l'occasion, elles sont nommées la Ravine "Tombeau des Caraïbes" pour la septentrionale, et la Ravine "Falaise Rouge" pour la méridionale.

A5- 1.1.2. Les modifications apportées par l'éruption de 1902-1905

Au cours de l'éruption de 1902, les coulées pyroclastiques ont chamboulé la vallée de la Rivière Blanche (figure A5-01, ou figure 46 du volume 1). Seuls les tracés de la haute Rivière Claire et du cours principal de la Rivière Sèche n'ont pas été modifiés. La Ravine Tombeau des Caraïbes, dont le cours aval fut enseveli par les dépôts pyroclastiques, n'a, malgré tout, pas vraiment été modifiée. En effet, les deux reliefs remarquables, de part et d'autre de son lit, n'ont pas été effacés du paysage au cours de l'éruption. Le cours d'eau a donc continué de couler au milieu des deux reliefs, malgré les nouveaux dépôts volcaniques.

Figure A5-01) Modification du réseau hydrographique par les éruptions historiques



Conception: LALUBIE G (2007)
Fond de carte: MONNIER M. et al. (1831)
Source: REVERT E. (1949)

Au cours et à la fin de l'éruption, l'érosion a creusé de nouveaux lits aux cours d'eau. Certains d'entre eux ont repris leur ancien emplacement, mais d'autres ont emprunté de nouveaux tracés (figure A5-01). On peut constater que la Rivière Claire ne débouche plus dans la Rivière Blanche, mais qu'elle se prolonge directement jusqu'à la mer en empruntant l'ancien cours de la petite Ravine Falaise Rouge (capture par déversement), laquelle laissait en rive droite la Falaise Rouge avant 1902. On suppose que le détournement aurait pu se produire lors de la plus grosse éruption paroxysmale, celle du 30 août 1902, laquelle aurait "*rempli la vallée inférieure de la Rivière Claire*" (LACROIX A 1904). En 1907, la Rivière Claire n'était pas en contact avec la Crête Paviot (LACROIX A 1908). Elle avait déjà creusé son cours jusqu'au vieux sol, en laissant un plaquage de matériaux neufs sur les flancs de la Crête Paviot (LACROIX A 1908, ph. 254).

On peut d'ailleurs encore observer aujourd'hui que le dernier affluent droit de la Ravine Falaise Rouge ainsi que celle-ci au-delà de cette confluence, sont surdimensionnés par rapport à la surface du bassin versant qu'ils drainent. En effet, le petit affluent a une section moyenne de 20 à 25 m de profondeur pour environ 25 à 30 m de largeur, alors que le lit de la Ravine Falaise Rouge en amont de cet affluent est de 6 à 8 m de profondeur pour une largeur de 10 à 15 m. En conclusion, les écoulements de la Rivière Claire ont agrandi le lit de la Ravine Falaise Rouge entre 1905 et 1929.

Pendant l'éruption de 1902, les photographies et les récits de l'époque montrent le cours principal de la Rivière Blanche, totalement comblé par les dépôts. Pourtant, on peut observer le lit de la Rivière Blanche en 1907 en forme de U ayant environ 20-30 m de large et 10-15 m de profondeur (LACROIX A. 1908, ph 255). REVERT E. (1949) la représente aussi avant l'éruption de 1929. Il la décrit même comme étant "*un canyon régulier, entaillé à 7 ou 8 mètres de profondeur, remblayé par des matériaux fins*". Elle aurait donc recreusé son lit, par érosion régressive, selon un tracé similaire, à l'exception du réseau hydrographique naissant en tête de bassin versant, remontant sur le talus d'éboulis du dôme 1902. Elle conserve toutefois ses deux bras en tête de bassin versant.

Le cours principal de la Rivière Sèche n'a pas été bouleversé au fond de sa profonde vallée principale, mais la Ravine St Martin, débouchant dans la Rivière Blanche avant l'éruption, a été déviée vers la gauche (le sud), par les dépôts pyroclastiques pour se déverser dans la Rivière Sèche (REVERT.E. 1949). L'aspect du tracé de la Ravine Saint-Martin avant et après l'éruption et l'emplacement des dépôts volcaniques indiquent qu'elle ne se soit pas reformée exactement suivant le même tracé. Nous ne connaissons donc pas l'emplacement exact de la Ravine Saint-Martin entre les deux éruptions, ni même si la confluence avec la Rivière Sèche fut inchangée par l'éruption de 1929. Il se pourrait même que son cours aval empruntait l'actuel lit de la Ravine Petite Martine (les dépôts de 1929 auraient obstrué l'ancien lit et détourné en amont le nouveau en formation).

Dès 1907, la végétation avait repoussé sur les versants du volcan, où les cendres avaient été érodées. Seules les zones aux altitudes supérieures à 800 m et sous le vent du cratère, du Prêcheur à la Rivière des Pères (LACROIX A. 1908) n'avait pas encore été récolonisée.

A5- 1.1.3. Conséquence de l'éruption de 1929-1932

Les dépôts pyroclastiques de cette éruption se sont encore déversés dans la nouvelle vallée de la Rivière Blanche, dans celle de la moyenne et basse Rivière Claire et dans la haute vallée de la Ravine Saint-Martin (figure A5-01). Comme en 1902 la haute Rivière Claire et le cours principal de la Rivière Sèche n'ont pas été modifiés. Le cours aval de la Ravine Saint-Martin n'aurait pas non plus été perturbé de façon suffisante pour faire disparaître son cours. La Ravine Tombeau des Caraïbes n'a pas été modifiée par les dépôts volcaniques, mais comme nous allons le voir, elle a néanmoins disparu.

Après l'apport des dépôts pyroclastiques de 1929, s'ajoutant à ceux de 1902, le cours aval de la Rivière Claire est encore modifié (figure A5-01). Les dépôts l'ont encore déportée vers le nord, et maintenant, dans sa partie aval, la Rivière Claire emprunte le cours de la Ravine Tombeau des Caraïbes (déversement), laquelle drainait la zone avant 1902. Elle laisse maintenant la Falaise Rouge en rive

gauche (au sud) et longe le Tombeau des Caraïbes (au nord). Il est probable que le cours de la Ravine Tombeau des Caraïbes ait été largement modifié avec l'arrivée des eaux du bassin versant de la Rivière Claire. En effet, alors que le lit de la Ravine Tombeau des Caraïbes était calibré pour un bassin versant inférieur à 0,5 km², il y transite maintenant les eaux d'un bassin versant de plus de 3 km² avec un transport solide important (érosion des nouveaux dépôts volcaniques).

La petite Ravine Falaise Rouge, empruntée par la Rivière Claire entre 1905 et 1929, s'est elle aussi à nouveau reformée. La précision des cartes ne nous permet pas de savoir si elle s'est recreusée suivant le même tracé qu'avant 1902, ou celui d'avant 1929, quand elle était encore le cours aval de la Rivière Claire. La visite de terrain nous a permis de constater que le dernier affluent droit et la Ravine Falaise Rouge, en aval de leur confluence, avaient un lit démesuré par rapport à celui de l'amont. Cela voudrait dire qu'entre les deux éruptions, la Rivière Claire empruntait ce dernier affluent, puis le cours aval de la Ravine Falaise Rouge, et que l'éruption de 1929 n'a pas fait disparaître l'ancien lit aval de la Rivière Claire. La modification de son tracé serait alors intervenue plus en amont.

La Rivière Blanche est à nouveau comblée et, cette fois-ci, elle ne se recreusera plus. En 1941, seul le cours aval de la Rivière Blanche s'est recreusé pour former une petite rivière sèche, de 2,5 km de long, qui n'est active sur ces dépôts poreux que pendant les précipitations exceptionnelles engendrées par des ondes tropicales exceptionnelles ou des cyclones. Nous l'appellerons donc la Ravine "Rivière Blanche". Comme pour la Ravine Falaise Rouge, nous n'avons aucune idée si son tracé correspond à celui de la Rivière Blanche d'avant 1902 ou encore d'avant 1929. La visite de terrain n'a pas pu répondre à cette interrogation.

La Rivière Sèche n'a pas été modifiée autrement qu'en tête de bassin versant, là où le dôme de 1929 s'est édifié. La haute vallée de la Ravine Saint-Martin fut partiellement comblée par le talus d'éboulis, mais une photographie du 31/04/34 (PERRET F.A.1937) montre la Ravine Saint-Martin (comme la Rivière Chaude) remonter déjà les flancs du dôme. Cela nous montre l'intensité de l'érosion sur les dépôts frais. En aval du dôme, la Ravine Saint-Martin a tracé son cours à l'interface entre les dépôts frais et les anciens (adaptation lithologique).

A5- 1.1.4. Soixante-dix ans plus tard

Depuis la fin de la dernière éruption, le tracé des cours d'eau cités précédemment est resté similaire dans les grandes lignes. Seule l'érosion a pu modifier certains tronçons (sinuosité, espace de divagation, bassin de réception...).

Entre les années 1941 et 2000 (figure A5-02), l'action de l'érosion régressive a fait remonter vers l'amont, dans le dépôt des nuées ardentes, les lits de la Ravine Falaise Rouge (d'environ 0,8 km) et de la Ravine Rivière Blanche (d'environ 1,3 km). Le manque de précision du schéma de REVERT E. ne nous permet pas d'estimer précisément la progression vers l'amont des deux cours d'eau. En prenant quand même ces valeurs, cela donne une dynamique de 13 m.an⁻¹ pour la Ravine Falaise Rouge et de 22 m.an⁻¹ pour la Ravine Rivière Blanche.

Depuis la fin de l'éruption, le même phénomène d'érosion régressive s'est produit sur le dôme et son talus d'éboulis,. On peut estimer à environ 1,4 km la remontée sur ces dépôts pour la Rivière Chaude, à environ 2 km celle de la Ravine Saint-Martin et à environ 0,7 km celle de la Rivière Sèche. Selon les schémas de REVERT et les photographies d'époques, la remontée du réseau sur le dôme de 1929 s'est produite rapidement après l'éruption. Nous ne pouvons malheureusement pas suivre précisément la formation de ces cours d'eau par les documents d'époque. On peut simplement affirmer que le dôme et son talus d'éboulis étaient drainés par ces trois cours d'eau dès 1934.

A5- 1.2. Les modifications au voisinage de la Coulée de la Rivière Blanche

La figure A5-03 compare le tracé des cours d'eau voisins de la Coulée de la Rivière Blanche, avant et après les éruptions historiques.

Figure A5-02) Estimation de la dynamique de l'érosion régressive sur les dépôts volcaniques de 1929 depuis 1941

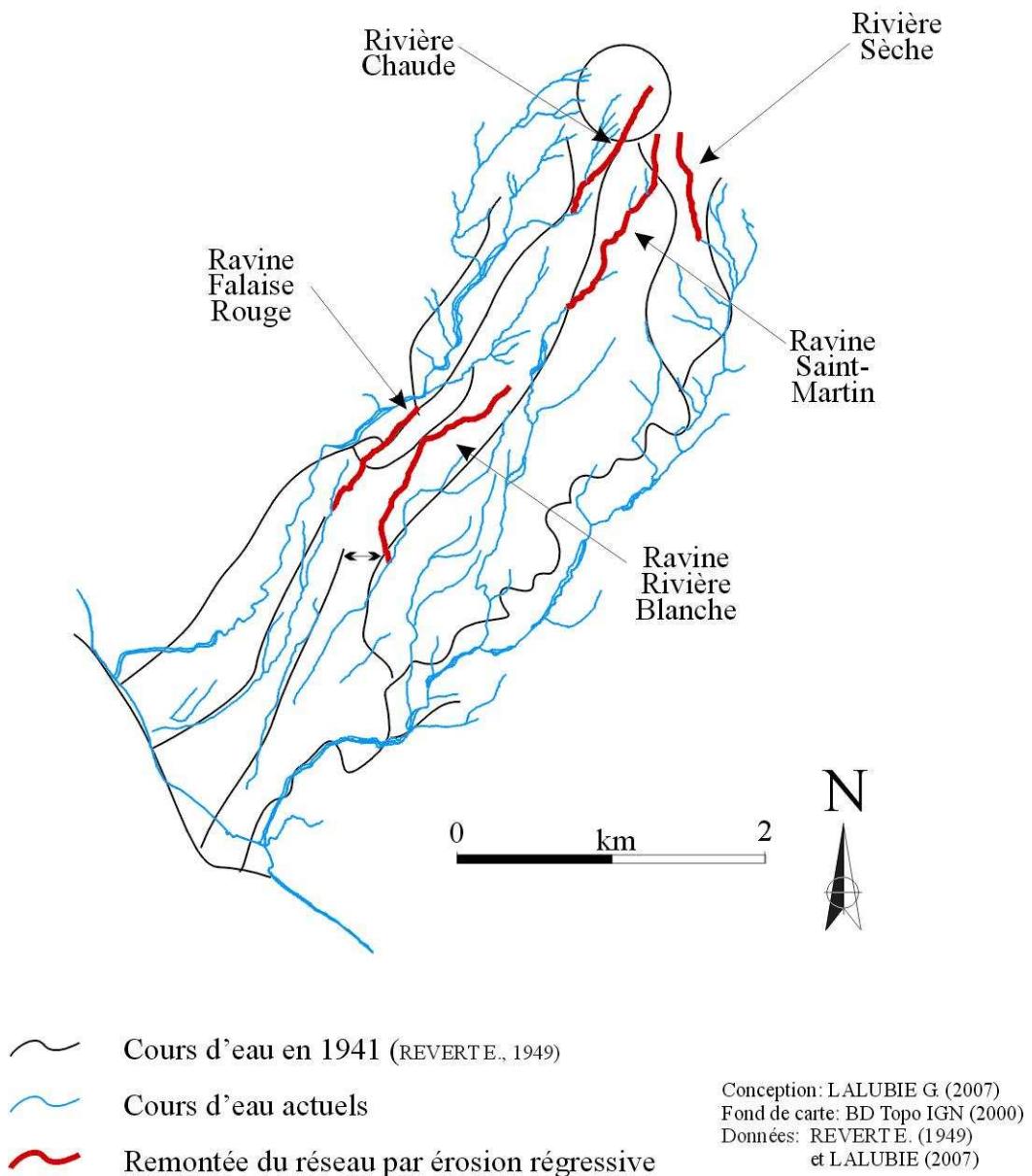
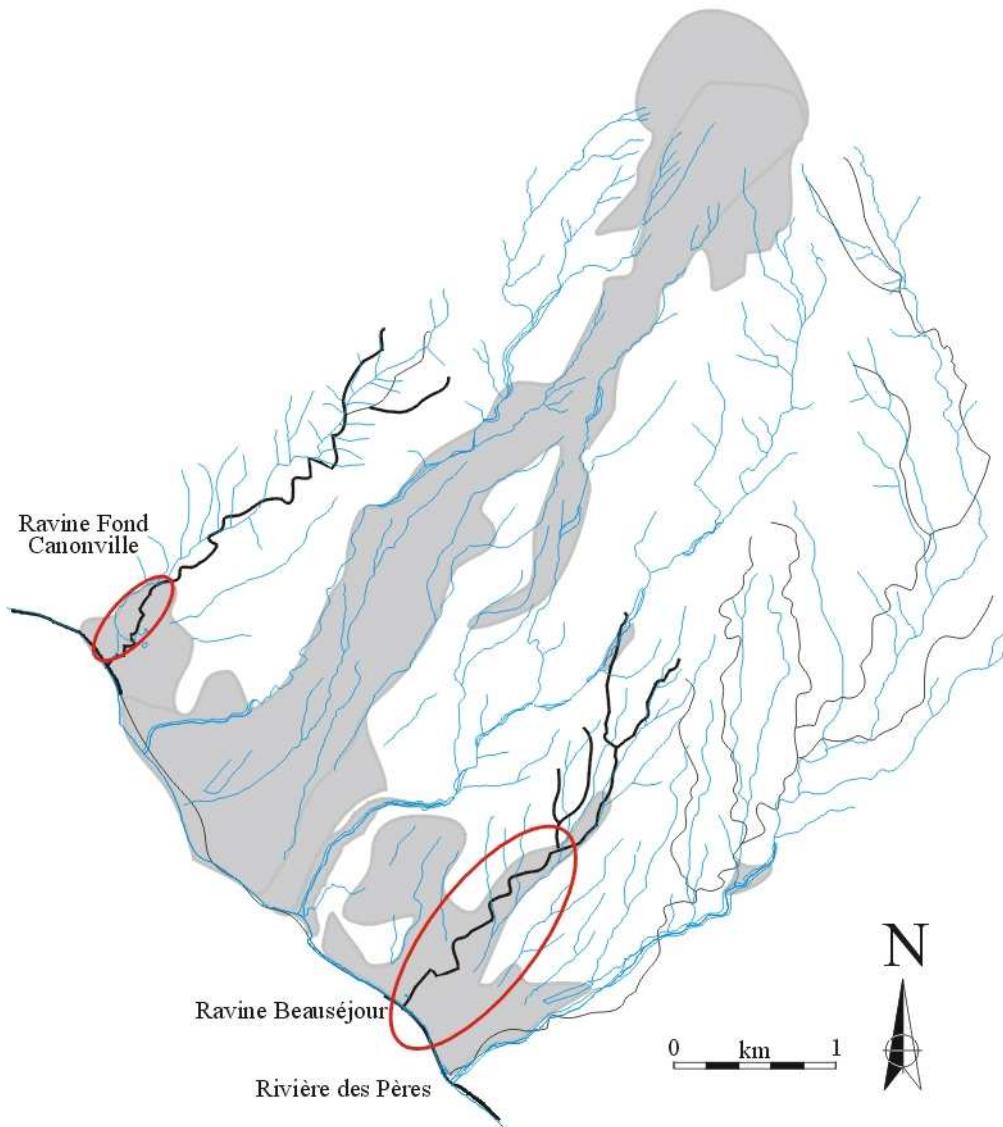


Figure A5-03) Comparaison des tracés des cours d'eau voisins de la coulée de la Rivière Blanche



- ~~~~ Cours d'eau avant 1902
 - ~~~~ Cours d'eau actuels
 - Modification probable
- [Light grey box] Dépôts des éruptions historiques

Conception: LALUBIE G (2007)
Fond de carte: BD Topo IGN (2000)
Données: WESTERCAMP D. et al. (1990)
et MONNIER M. et al. (1831)

La Rivière des Pères semble ne pas avoir changé de tracé, malgré les lahars et les dépôts pyroclastiques qui ont affecté la vallée. Il semble que leurs volumes n'aient pas été assez importants pour modifier cette vallée encaissée.

En revanche, la Ravine Beauséjour semble avoir été modifiée dans sa moitié aval, tout en restant quand même dans sa vallée. Les coulées paroxysmiques de 1902 sont remontées dans la dépression formée par la vallée, sans l'ensevelir, et ainsi déporter vers le sud le cours d'eau.

Remarque : La précision relative du tracé de la carte de 1831 peut quand même laisser planer un doute sur l'ampleur de la modification du tracé.

La Ravine Fond Canonville semble aussi avoir été modifiée dans sa partie aval par les dépôts pyroclastiques de 1902. En fait, les descriptions de LACROIX A. (1904) et ses photographies, ainsi que la carte géologique de WESTERCAMP D. *et al.* (1990), nous indiquent que le cours aval de la Ravine Fond Canonville avait totalement disparu sous les dépôts pyroclastiques des poussées paroxysmiques du début de l'éruption. Rapidement le cours d'eau s'est creusé au cours de l'hivernage 1902. Il paraît probable qu'il se soit reformé au milieu de sa vallée, de la même manière qu'il était installé avant l'éruption. Les différences seraient si minimes qu'elles ne sont pas cartographiables à notre échelle. La modification observable sur la figure A5-03 semble plutôt être due à la pression anthropique depuis les années 1980.

Enfin, la haute vallée de la Rivière Falaise et celle de la Rivière de Basse Pointe furent ensevelies par les retombées aériennes et par les dépôts pyroclastiques de l'explosion paroxysmique du 30 août 1902. Il est alors fort probable que les rigoles débutant le réseau de ces bassins versants aient été modifiées. Ceci est notamment vrai pour le bassin de réception de la Ravine Bras de l'Aileron, principal affluent droit de la haute Rivière Falaise, du bras principal de la Rivière Falaise et de la haute Rivière de Basse-Pointe. Ces lits se sont formés en lieu et place du plateau des Palmistes où, avant l'éruption, il y avait un lac. Une photographie de LACROIX A. (planche photographique A2-02, appendice 2) nous montre d'ailleurs leur formation dès juin 1902 dans les premiers dépôts. Plus en aval, la topographie des cours d'eau a dû être largement modifiée par les apports considérables de matériaux. Toutefois, jusqu'à la mer, les vallées étant si profondes et si étroites que les cours d'eau n'ont pas pu modifier leur tracé.

Ainsi, à l'exception peut-être de la Ravine Beauséjour et de la haute Rivière Falaise, le réseau hydrographique ne fut perturbé qu'à l'intérieur de la vallée de la Rivière Blanche.

A5- 1.3. Les modifications sur le reste du massif

A5- 1.3.1. La Grande Rivière

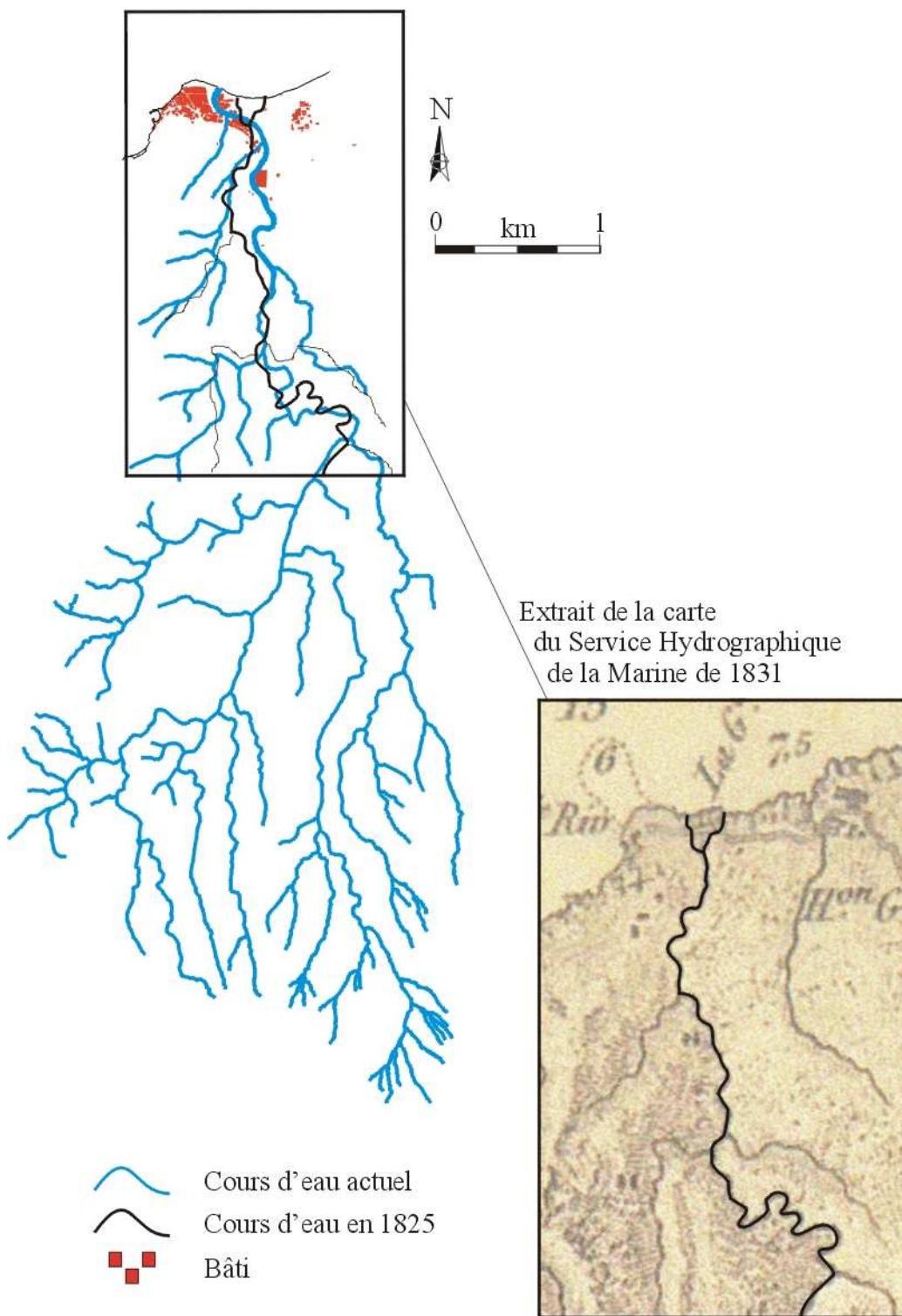
En 1825, la Grande Rivière avait un delta d'embouchure constitué de deux bras (figure A5-04). Le tracé du cours d'eau reporté sur la carte de 1831 est assez éloigné du tracé réel. Il n'est donc pas possible de déterminer lequel des deux bras est resté actif. On ne sait pas si après les dépôts lahariques de 1902, le cours d'eau avait toujours ses deux bras où s'il s'était déjà simplifié.

Toujours est-il que l'ancien delta est actuellement occupé sur ses deux rives. Lors du cyclone Cindy, en août 1993, les débordements du cours d'eau engendrèrent de nombreux dégâts dans les habitations et firent malheureusement une jeune victime.

A5- 1.3.2. La Rivière du Prêcheur

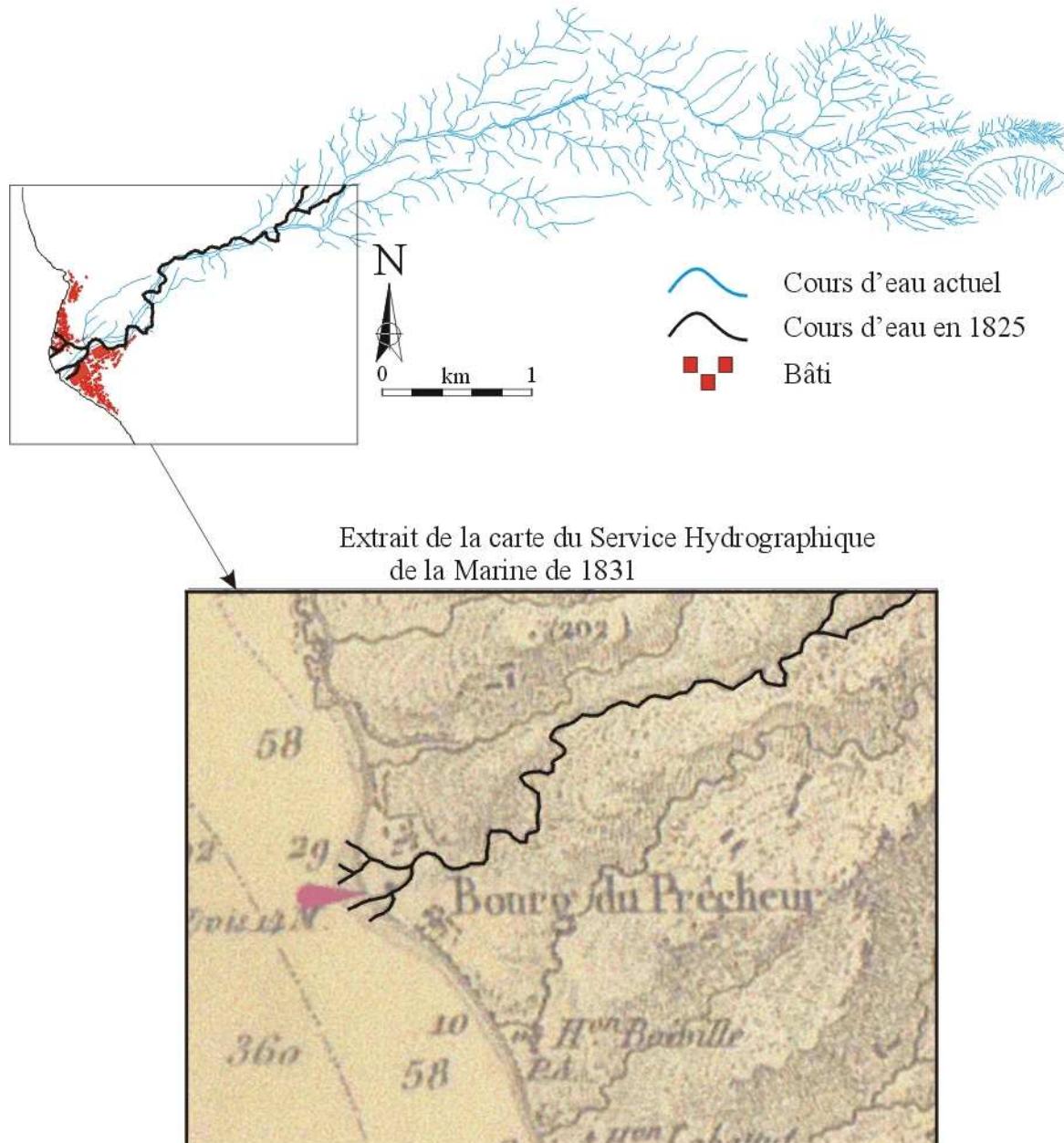
En 1825, l'embouchure était un delta palmé (inoccupé) avec quatre voies d'eau. On peut facilement penser, en se référant aux débits solides importants, que les différents bras devaient être quelque peu divagants (figure A5-05). En 1770, les quatre bras semblent principalement occuper la partie nord du cône de déjection, où se situe actuellement le quartier des Abymes (MOREAU DU TEMPLE, 1770).

Figure A5-04) Modification de l'embouchure de la Grande Rivière



Conception: LALUBIE G (2007)
Fond de carte: MONNIER M et al. (1831)
BD Topo IGN (2000)

Figure A5-05) Modification de l'embouchure de la Rivière du Prêcheur



Conception: LALUBIE G. (2007)
Fond de carte: MONNIER M. et al. (1831)
BD Topo IGN (2000)

Un témoignage de Monsieur RAPHA (adjoint au Maire du Prêcheur), recueilli par SAFFACHE P. (1998a), indique qu'au début du siècle, le cours passait 150 m plus au sud que le lit actuel, dans le bourg. Il est confirmé par BOULOC J. (1981), lequel précise, quant à lui, qu'"*autrefois*" le lit se divisait en deux bras à 600 m de l'embouchure. Le bras nord correspondait à l'actuel et le bras sud traversait l'actuelle Place du Parquet. Actuellement ce bras sud est un petit canal bétonné de moins d'un m² de section. En cas de débordement de la Ravine Préville (elle aussi canalisée), les flux seront dirigés par une route communale vers ce petit canal, qui ne pourra pas tous les faire transiter sans déborder lui-même à son tour.

On peut imaginer les lahars de l'éruption de 1902 ont radicalement changé la topographie de l'embouchure. L'actuel cône de déjection serait ainsi constitué par les dépôts lahariques de 1902. Le cours d'eau a formé son lit dans ces dépôts, mais on ne sait pas s'il s'est creusé de façon naturelle ou s'il a été rapidement canalisé par des enrochements ou des digues afin de permettre la reconstruction du bourg.

On peut aussi remarquer sur la figure A5-05 que la sinuosité du cours d'eau est beaucoup moins prononcée actuellement qu'en 1831, sur son dernier kilomètre. Le lit mineur est en effet actuellement presque rectiligne. La pente du cours d'eau est donc renforcée et la vitesse des écoulements augmentée. Cela rend les flots plus destructeurs mais devrait, en théorie, limiter les atterrissements. S'ils sont limités, les problèmes d'atterrissement sont malgré tout toujours présents à l'embouchure.

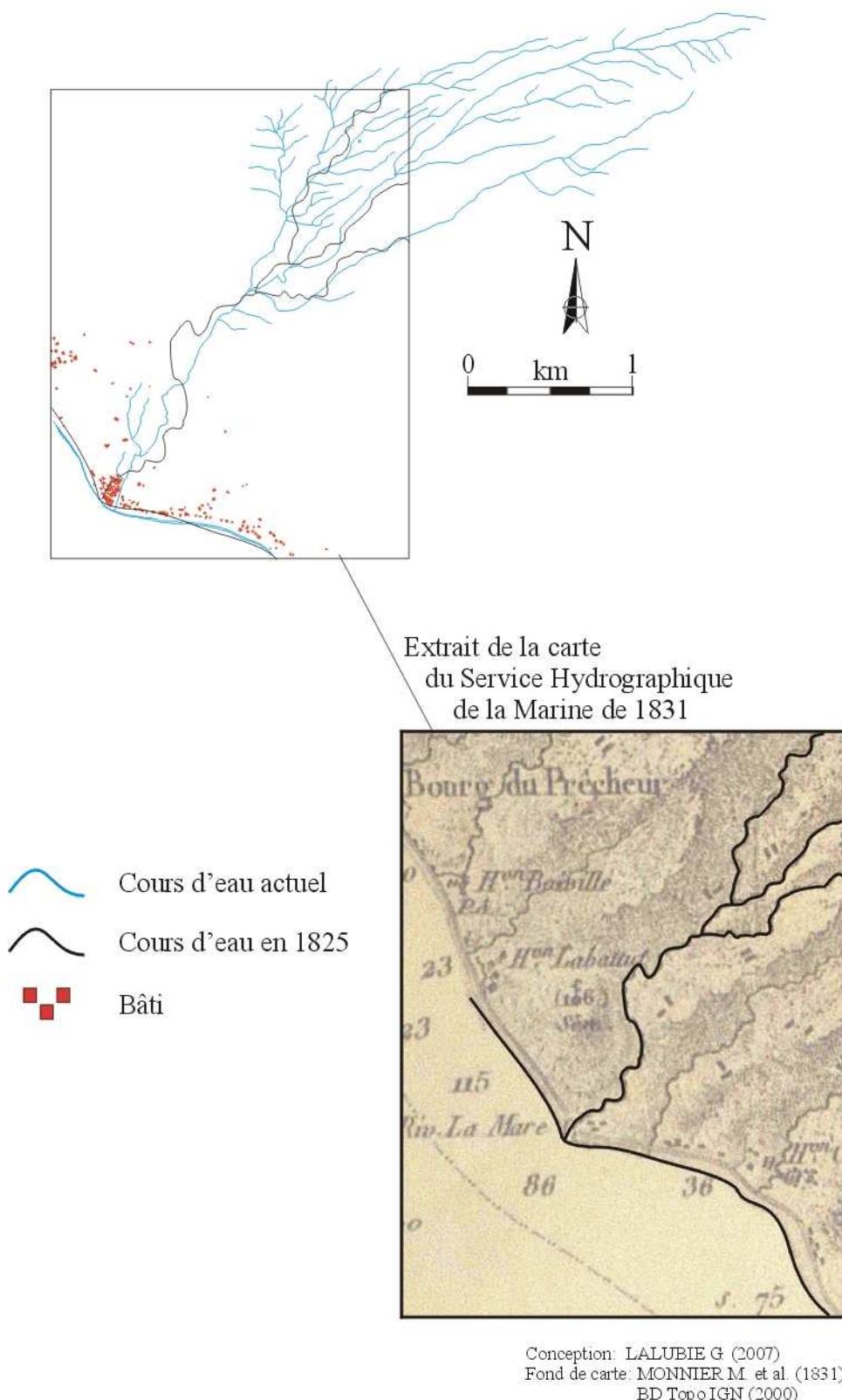
Le cône de déjection de la Rivière du Prêcheur a été occupé et urbanisé depuis les chamboulements de 1902 (figure A5-05). Il est clair que si le cours d'eau devait se remettre à divaguer, on assisterait à des conséquences dramatiques. Le risque que le cours d'eau reprenne son ancien bras sud est donc réel, mais peu élevé, car actuellement l'unique bras est encaissé de plus d'une dizaine de mètres de profondeur, à l'ancienne séparation des bras. Il faudrait des lahars de volumes similaires à ceux 1902, pour que le cours d'eau puisse se surélever et à nouveau divaguer sur son cône de déjection.

A5- 1.3.3. La Rivière Pointe Lamare

Quant à la Rivière de la Pointe Lamare (figure A5-06), on peut aussi remarquer que dans ses derniers hectomètres, sa sinuosité a été aussi fortement atténuée. Son lit mineur est quasiment rectiligne, avec une pente renforcée par rapport à 1831. Ici encore, le doute subsiste quant à l'origine de cette modification. Est-elle consécutive aux chamboulements de l'éruption de 1902 ? A la pression anthropique, avec notamment l'urbanisation (figure A5-06) ? Ou encore aux deux cumulés ?

Quoi qu'il en soit, les habitations situées en rive droite sont largement menacées, si le cours d'eau devait divaguer dans son pseudo lit majeur ou sur son cône de déjection, sachant que les berges (enrochées) n'excèdent pas 5 m de hauteur.

Figure A5-06) Modification de l'embouchure de la Rivière Pointe Lamare



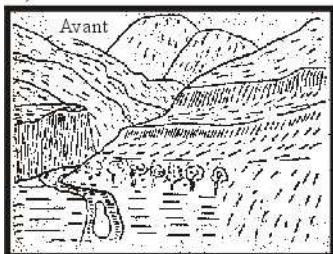
A5- 1.4. Les modifications de faibles impacts cartographiques

La lecture des récits d'époque nous apprend que l'érosion était largement active durant les éruptions. Elle se traduisait par des coulées de boue, appelée lahars, d'ampleur proportionnelle aux précipitations. De nombreux torrents intermittents (de 1 à 5 m de profondeur pour des largeurs comprises entre 1 et 3 m, avec le plus souvent des accumulations latérales) se formaient à la suite de ces coulées boueuses, aux capacités érosives extrêmes. Puis, ils se comblaient peu de temps après par les dépôts des nuées ardentes. En 1902-1903, dans les grands cours d'eau, pas totalement remblayés, le combat entre l'érosion et les apports volcaniques était aussi incessant. Seuls les énormes blocs de plusieurs mètres cubes restaient sur place (LACROIX A., 1904). Toujours selon le même auteur, lorsque les lahars étaient modestes, leurs dépôts s'additionnaient aux nuées ardentes. Inversement, quand les lahars étaient importants, ils incisaient et élargissaient le lit. Ensuite, les eaux moins chargées (post-lahars) laissaient sur place des terrasses étagées en fonction de l'enfoncement successif du lit. LACROIX A. considère aussi que par endroit certains lits se sont élargis. Il relate aussi "*les incessantes divagations de la Rivière Blanche, recreusant successivement des lits voisins les uns des autres, atteignant des profondeurs variables, et presque aussitôt remblayés par de nouvelles nuées ardentes*". Sur les versants, à la faveur d'un bloc, de petites cuvettes circulaires se formaient, creusées de rigoles qui suivent la plus grande pente. Quand elles se rejoignent, elles produisent un canyon d'environ 2 m de profondeur filant droit au fond de la vallée emportant les projections aériennes récentes. Ce réseau donne un aspect dendriforme aux versants (LACROIX A. 1904) qui ont été lessivés de leurs dépôts, presque en totalité, moins d'un an après les éruptions paroxysmales.

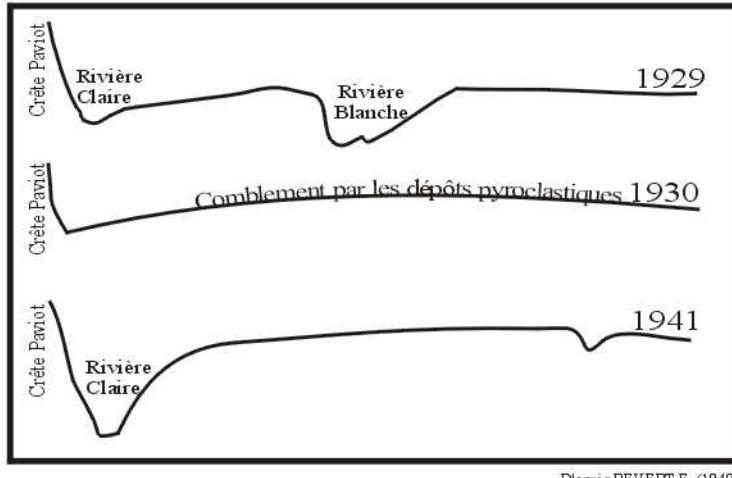
Pour l'éruption de 1929-1932, les phénomènes érosifs furent similaires. Selon ROMERT M. (1936), l'hivernage 1931 a particulièrement modifié la topographie de la Coulée de la Rivière Blanche. Les dépôts des nuées ardentes, du début de l'éruption, avaient obstrué le cours de la Rivière Claire (en aval de la confluence avec la Rivière Chaude) pour former une grande retenue d'environ 200 m de long et un peu moins de 100 m dans sa plus grande largeur. Elle se serait vidangée par une rainure profonde, provoquée par les pluies du mois d'août 1931 (ROMERT M. 1936) selon un processus décrit par la figure A5-07. La pluie, chargée de matériaux mobilisés, ruisselait de la Crête Paviot (abrupt et surplombant encore les dépôts récents d'une cinquantaine de mètres) avec une force d'érosion considérable. En tombant, les eaux chargées produisaient une petite dépression longeant la crête en direction de la mer. Les eaux de ruissellement et de la retenue pouvaient ainsi emprunter ce canal qui deviendra rapidement un canyon. Ce dernier s'élargira au fur et à mesure des précipitations.

Figure A5-07) Comblement de la coulée de la Rivière Blanche par les nuées ardentes de 1929-1930

A) Comblement de la Rivière Claire



B) Profil en travers à mi pente du volcan



A5- 1.5. Les modifications des embouchures et du trait des côtes

Aux embouchures, LACROIX A. (1904) note des comportements différents selon l'orientation de la côte. Sur le flanc Caraïbe, les lahars, ajoutés à l'action des vagues et au tombant sous marin prononcé, ont érodé de manière significative les embouchures. Ces dernières se seraient "*ouvertes en V*". Il indique aussi que la côte entre l'embouchure de la Rivière Blanche et la Rivière Sèche aurait été rongée pour former des falaises dans les dépôts historiques (lahariques et pyroclastiques).

Inversement, sur la côte atlantique, les fonds marins forment un plateau de quelques mètres de profondeur seulement. Les vagues puissantes (côte au vent), ont donc refoulé les dépôts lahariques sur la côte (figure 43, § 5-2.1). Pendant l'éruption de 1902, une plage continue de Grand-Rivière à la Rivière Capot s'est formée sur une largeur comprise entre 50 m et 100 m (LACROIX A. 1904). Les gros blocs posés sur cette plage, en face des embouchures, que l'on observe sur les photographies de l'époque (planche photographique 06, § 5-2.1), lèvent toute ambiguïté sur l'origine de ces dépôts. Actuellement, il ne reste plus trace de ces dépôts, lesquels qui auraient disparu vers le milieu des années 1960, selon des témoins. Toutefois, des reliques de ces dépôts, au niveau des embouchures de la Rivière Potiche, de la Rivière Roche et de la Rivière Hackaert, pourraient peut-être expliquer la différence de tracé, entre la carte de 1831 et celle de 1996. Les trois embouchures ont été en effet dessinées de manière beaucoup plus concave avant les éruptions. Ce même phénomène d'engrassement des côtes s'est aussi déroulé, toujours selon le même auteur, entre la Rivière de l'Anse Céron et celle de l'Anse Couleuvre, où la bathymétrie reste modeste en s'éloignant de la côte. Le cordon sableux aurait atteint les deux rochers situés un peu plus de 100 m de la côte actuelle.

Selon LACROIX A. (1908), la côte serait restée stable entre 1903 et 1907. Il paraît tout de même curieux que l'érosion de ces sédiments n'ait pas commencé. L'absence de fortes houles pendant quatre ans ou l'absence de mesures précises expliqueraient cette remarque difficilement crédible.

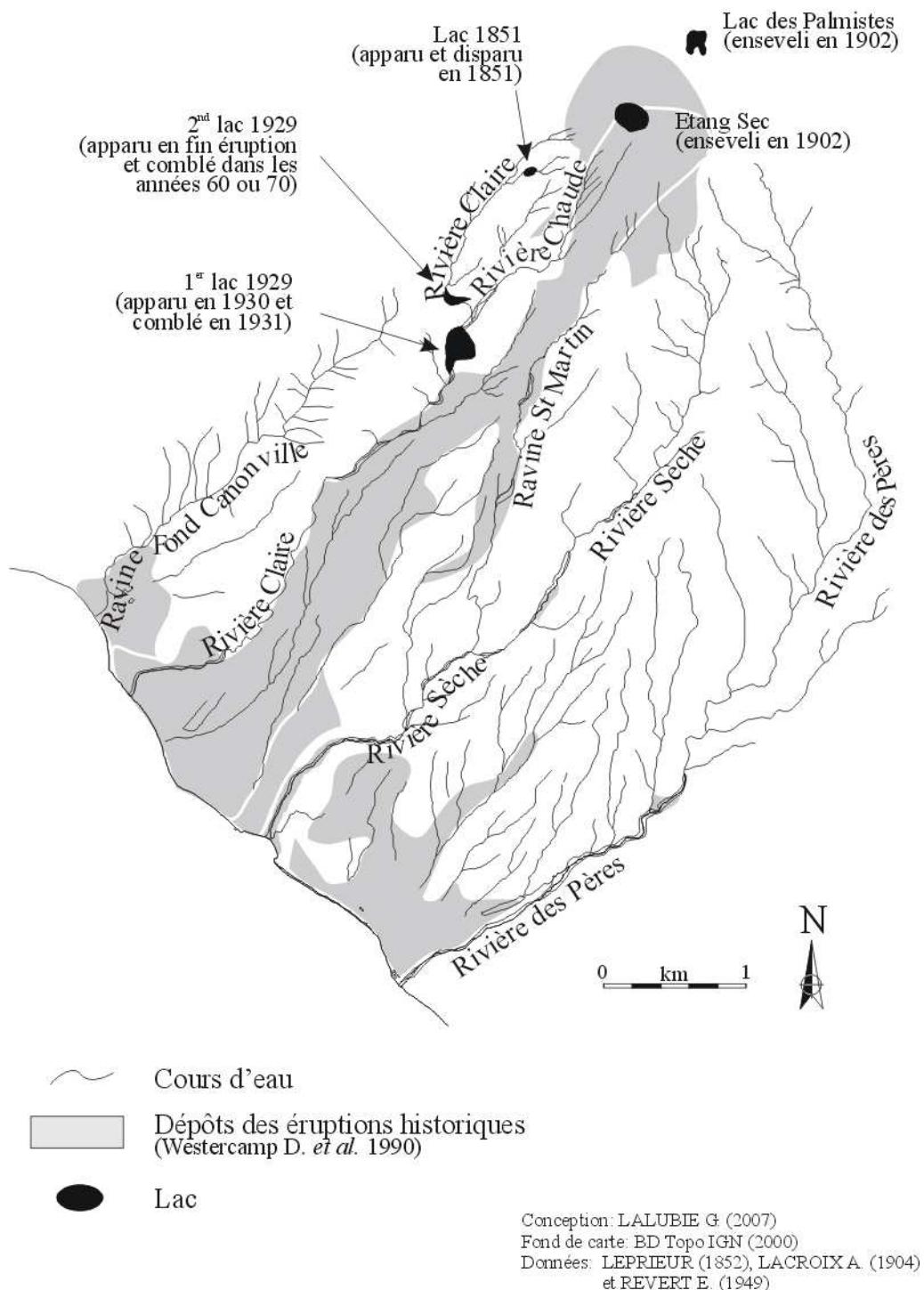
A5- 1.6. Les lacs

Les retenues d'eau sur la Montagne Pelée sont essentiellement formées par l'obstruction de cours d'eau par des coulées pyroclastiques. Au cours de toute l'histoire éruptive de la Montagne Pelée, de nombreuses retenues ont dû se former. Il n'y en a plus de trace visible (ou reconnue). Nous n'avons des informations que sur un grand paléo-lac et sur les lacs présents au cours du XIX^e et XX^e siècle (figure A5-08).

A5- 1.6.1. Le paléo-lac de la cuvette Champflore

L'exemple connu le plus ancien, et ayant laissé des indices encore visibles, est le paléo-lac d'obturation Champflore (figure 37, § 4-3.1). Le cours de la Rivière Capot a été obstrué par des nuées ardentes, au cours des éruptions de l'édifice intermédiaire (WESTERCAMP D. *et al.* 1990). Les auteurs situent le fonctionnement du lac entre 40 000 et 22 000 ans B.P. Il avait une superficie d'environ 2,5 km² et une profondeur maximale estimée à 360 m par WESTERCAMP D. *et al.* (1990). Il se serait ensuite comblé au cours du temps par les sédiments transportés par la Rivière Capot et les retombées aériennes du volcan. C'est au cours de la deuxième éruption de type Saint-Vincent, vers 22 000 ans B.P. que le lac aurait été complètement comblé. Il est actuellement rempli de formations volcano-sédimentaires altérées (argiles et tourbes). Ce paléo-lac n'a évidemment pas été modifié par les éruptions historiques.

Figure A5-08) Les lacs présents au cours du XX^e siècle



A5- 1.6.2. Le lac de l'éruption de 1851

Plus proche de nous, pendant l'éruption phréatique de 1851, le mélange de boue et de blocs projetés par deux bouches éruptives avait provoqué un obstacle à l'écoulement dans la Rivière Claire (figure A5-08), provoquant la formation d'un lac d'eau noirâtre de 100 à 120 m de diamètre (LEPRIEUR *et al.* 1852). Il était rempli d'une eau noire. Nous n'avons pas d'autres informations, sinon que de retour sur place en 2001, aucune trace de ce lac n'était encore visible. Il paraît même surprenant qu'un lac de ce diamètre puisse se rencontrer dans cette vallée si pentue et si encaissée! Nous avons bien constaté un élargissement dans la vallée, mais il ne mesurait que 30 m de large. L'érosion du cours d'eau pendant 150 ans, les grandes quantités de matériaux volcaniques retombées au cours des éruptions de 1902 et 1929 et la densité de la végétation, ont malheureusement fini par effacer les traces de cette petite retenue. Ce lac a sûrement été très éphémère et son barrage a dû se rompre après l'éruption, pendant les crues de l'hivernage de l'année 1851.

A5- 1.6.3. Les deux lacs sommitaux d'avant l'éruption de 1902

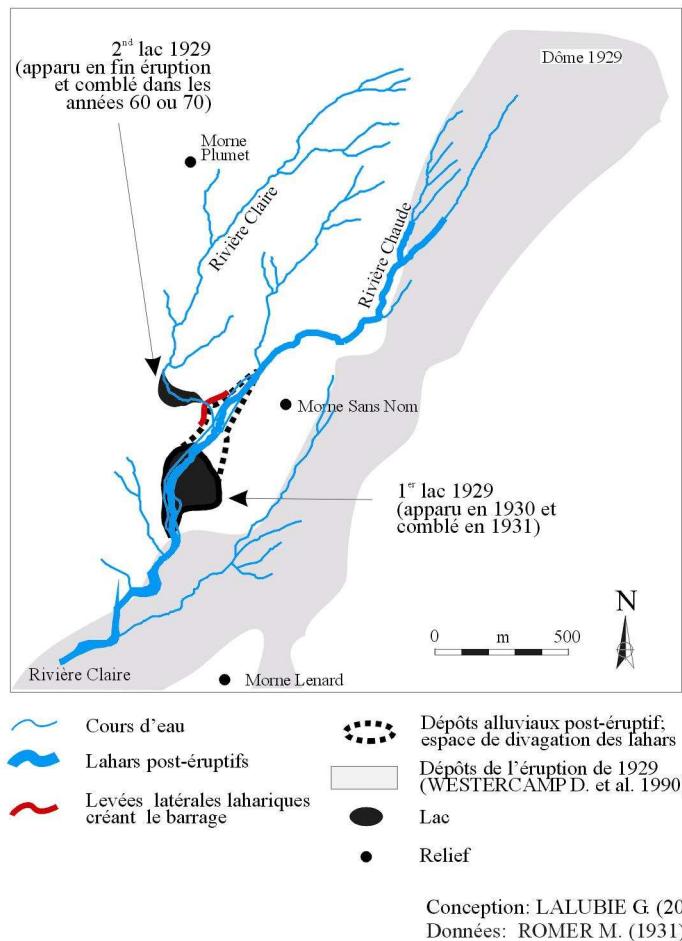
Avant l'éruption de 1902, il y avait aussi deux petits lacs au sommet du volcan (figure A5-08), qui sont actuellement ensevelis sous les matériaux. Le premier, le Lac des Palmistes était au bord d'un plateau situé au nord-est du cratère et en contrebas du point culminant (figure 44 A, § 5-2.2). C'était l'objectif des randonneurs qui grimpait sur le volcan avant 1902, car ils le considéraient comme le cratère le plus récent (LEPRIEUR *et al.* 1852, GARAUD L. 1891). Il était circulaire, avec un diamètre compris entre 150 et 200 m (soit une surface d'environ 0,02 km²). L'eau y était limpide et la décomposition des débris végétaux lui donnait un goût herbacé (LEPRIEUR *et al.* 1852). Il avait dans sa plus grande profondeur 1,5 m et le fond était tapissé d'abord de débris végétaux en décomposition, puis d'une faible épaisseur de vase qui recouvrait des pences altérées. Il était alimenté par les précipitations et par la condensation du brouillard quasiment constant. Il fut sûrement comblé par les projections, dès le 8 mai 1902 (figure 44 B, § 5-2.2).

Le second était l'Etang Sec. Il se situait à l'intérieur de la caldeira au sommet du volcan. Il deviendra l'emplacement du cratère des deux éruptions historiques. Comme son nom l'indique, il était sec la plupart du temps. Il ne se remplissait qu'au cours de pluies exceptionnelles, ou pendant les phases phréatiques des éruptions (LEPRIEUR *et al.* 1852). Quand il était rempli d'eau, il avait une forme elliptique avec les diamètres extrêmes de 200 et 500 m (LACROIX A. 1904). Pendant l'éruption de 1851, l'Etang Sec s'était rempli d'une eau bleuâtre (LEPRIEUR *et al.* 1852). Pour l'éruption de 1902, il s'était rempli un peu avant le 26 avril 1902, et il avait une profondeur de 20 m. L'eau était noire métallisé et, fin avril, avait un volume estimé à 500 000 m³ par CHRETIEN S. (1983). Il était alimenté par des bouches qui crachaient une eau chaude, mais le lac ne dépassait pas 40 °C. Ces eaux alimentaient la Rivière Blanche, en sortant à mi-pente entre le seuil de la caldeira et le fond de la vallée (figure 44 A, § 5-2.2). L'Etang Sec fut comblé d'abord par le dôme de l'éruption de 1902, puis par celui de l'éruption de 1929. Actuellement, sa relique est la rainure entre le rebord de la caldeira et le flanc des deux dômes (figure 44 B, § 5-2.2 et figure 15). Cette rainure ne se remplit jamais d'eau. Si c'était le cas, les volumes stockés seraient négligeables et le trop plein se déverserait au nord-ouest dans la Rivière du Prêcheur et au sud-est dans la Rivière Sèche. Au cours de l'éruption de 1902, il ne semble qu'aucune retenue d'eau ne soit mentionnée.

A5- 1.6.4. Les retenues formées au cours de l'éruption de 1929

Deux retenues d'eau se sont créées dans le lit de la Rivière Claire au cours de l'éruption de 1929 (figure A5-09). La première retenue s'est formée de manière directe, par l'arrivée latérale des coulées pyroclastiques dans le lit. Pour la seconde retenue, l'éruption est intervenue de façon indirecte, car ce sont les accumulations latérales des lahars de la Rivière Chaude qui ont obstrué le lit de la Rivière Claire.

Figure A5-09) Les lacs formés au cours de l'éruption de 1929



Dès le début de l'éruption, les dépôts des nuées ardentes avaient obstrué le cours de la Rivière Claire, en aval de la confluence avec la Rivière Chaude (figure A5-08 et A5-09). En amont, une grande retenue d'eau s'était formée, de plus de 200 m de long et d'un peu moins de 100 m dans sa plus grande largeur (surface d'environ 0,02 km²). Nous n'avons aucune information de sa profondeur. Selon ROMERT M. (1931), il se serait vidangé par une rainure profonde, provoquée par les pluies du mois d'août 1931. Sa vidange n'a dû être que partielle, car sur le cliché de la photographie aérienne de 1951, soit 20 ans après, on peut encore voir les dépôts qui ont comblé ce lac éphémère et ceux-ci n'étaient toujours pas végétalisés. Actuellement, l'emplacement du lac est toujours visible. Il correspond à l'élargissement du lit de la Rivière Claire, là où le chemin pour aller aux sources chaudes descend dans le cours d'eau. Les dépôts sont maintenant végétalisés et le lit du cours d'eau s'est depuis enfoncé d'une dizaine de mètres.

Un autre petit lac s'est formé dans la Rivière Claire, avant 1941 (REVERT E. 1949), juste en amont de la confluence de la Rivière Chaude. Il figure sur la carte IGN au 20 000^{ème} de 1955 et visible sur le cliché de la photographie aérienne de 1951. Dans les années 1950, il était rempli d'eau. Le lac mesurait un peu plus d'une centaine de mètres de long, pour une largeur maximum d'une cinquantaine de mètres. Il avait une surface d'environ 0,01 km². Nous n'avons pas d'information sur sa profondeur initiale. Il est aujourd'hui totalement comblé par les matériaux charriés par la Rivière Claire. Cette étendue plane est entièrement végétalisée à l'exception du centre qui est occupé par une grande flaue d'eau peu profonde, lors des périodes extrêmement pluvieuses.

Le barrage s'est construit à la confluence, par les dépôts des s latérales, produites par les lahars descendant du dôme de 1929, par la Rivière Chaude. Ces dépôts Lahariques ont eu tendance à "remonter" de quelques mètres dans le bras de la Rivière Claire. Ce bourrelet n'a donc jamais été sujet

à l'abrasion ultérieure des crues et des lahars contemporains lesquels ont continué de descendre de la Rivière Chaude. Le barrage ne s'est donc jamais fragilisé et le lac ne s'est pas vidangé. Actuellement, le lit de la Rivière Chaude est à une dizaine de mètres en dessous du seuil du lac et les écoulements ne semblent toujours pas éroder la base du barrage. Ce ne sera donc que des écoulements exceptionnels en volume de la Rivière Chaude qui pourraient éroder le barrage. Sinon, le barrage et les sédiments stockés seront remobilisés dans le temps, par érosion régressive, sous l'action des écoulements débordant du barrage. Mais ils sont rares, car plusieurs paramètres limitent en nombre et en volume les écoulements par-dessus le barrage :

- les sédiments poreux du lac absorbent les écoulements de base de la Rivière Claire ;
- l'étendue plane du lac permet le stockage des écoulements de crue de la Rivière Claire. Elle fait office de réservoir tampon, écrêteur de crue ;
- le barrage est constitué de dépôts morainiques très perméables, constitués de gros blocs et de cendres. Les écoulements qui arrivent à déborder, s'ils ne sont pas volumineux, s'écouleront à l'intérieur des vides laissés entre les gros blocs ;
- les dépôts du barrage sont entièrement végétalisés, notamment par un tapis de fougères. Ainsi, l'érosion du barrage sera lente.

A5- 2. La genèse du réseau hydrographique

L'intérêt porté au tracé des cours d'eau nous est apparu en observant plusieurs exemples d'inadaptation, où la trajectoire du cours d'eau ne suit pas les discontinuités géologiques, de type dyke, faille, interface coulée massive et brèche indurée, ou encore interface brèche indurée et dépôt pyroclastique non cohérent. Les écoulements et le substrat du lit mineur notamment ont donc un pouvoir abrasif sur les dépôts en place. Seuls les ressauts géomorphologiques importants, de plusieurs décamètres de dénivellation, conditionnent le tracé des cours d'eau (adaptation à la structure).

A5- 2.1. Formation du réseau hydrographique après l'éruption de 1929

Les dépôts volcaniques des deux éruptions historiques ont comblé l'ancienne vallée de la Rivière Blanche. En aval du dôme et de son talus d'éboulis, la vallée est donc devenue un plateau en pente douce, appelé sur les cartes la Coulée de la Rivière Blanche, avec quelques reliefs résiduels.

Les versants pentus, dénudés de toute végétation et recouverts de matériaux de projection non cohérents sont propices au ruissellement et à l'érosion sous forme de petites rivières. Elles se forment à la faveur d'un bloc, autour duquel prend naissance une petite cuvette circulaire, à l'origine de petites rigoles prenant la direction de la plus grande pente (LACROIX A., 1904). Dès que le ruissellement devient efficace, les écoulements se chargent pour se modifier en une masse homogène, à l'origine des lahars au fond du talweg.

A5- 2.1.1. Quand la formation du réseau a-t-elle débuté?

- Selon ROMERT M. (1936), la vidange du premier lac de la Rivière Claire eut lieu en août 1931. Cela tendrait à indiquer que, à partir de cette date, les coulées pyroclastiques n'alimentaient plus le barrage du cours de la Rivière Claire et que l'érosion était particulièrement active pour pouvoir inciser ce barrage.

- La planche photographique n° IX dans l'ouvrage de REVERT E. (1949), représente trois clichés de la Rivière Claire pris à peu près au même endroit, à trois périodes différentes. Le premier, en juillet 1930, montre une petite rivière de un mètre de large sur deux mètres de profondeur. Le deuxième en 1932 représente un cours d'eau bien marqué de dix mètres de large sur une vingtaine de profondeur dans un environnement très chaotique (cours sinueux au milieu de berges instables). Enfin en 1940, la Rivière Claire avait déjà une largeur supérieure à 40 m pour une profondeur d'environ 30m. Le lit est assez rectiligne et le fond plat, ce qui laisse penser à des écoulements de lahars. De plus, dans le même ouvrage, la planche photographique n° III représente, en avril 1931, une petite rainure de quelques mètres de large, où l'emplacement pourrait correspondre peut-être à la Ravine Nouvelle.

-Dans l'ouvrage de PERRET F.A. (1937), deux photographies, page 29 et 76, montrent le dôme fin mai 1933. On peut y observer déjà le mouvement de terrain de la Ravine Saint-Martin et une rainure presque imperceptible correspondant à la haute Rivière Chaude.

A5- 2.1.2. Dans quel ordre le réseau s'est-il formé?

Nous n'avons pas trouvé de documents relatant spécifiquement la formation des cours d'eau de la Coulée de la Rivière Blanche pendant les années suivant l'éruption de 1929. Nous allons reconstituer le réseau d'après des photographies de l'époque (figure 47).

Dans l'ouvrage de ROMERT M. (1936), si certaines photographies sont datées, celles qui nous intéressent ne le sont malheureusement pas. La planche n° III, nous montre la Coulée de la Rivière Blanche sans réseau hydrographique. En revanche, la planche n° VI représente l'embouchure de ce qu'il appelle la Rivière Blanche (et ce que nous appelons maintenant la Ravine Rivière Blanche). L'embouchure paraît avoir une quinzaine de mètres de large et les escarpements bordant le cours d'eau entre 5 et 10 m de hauteur. Les dépôts volcaniques ne sont pas encore colonisés par la moindre végétation, et ils ne semblent pas trop ravinés. Ceci pourrait faire penser qu'il s'agisse d'un cliché pris entre 1931 et 1933.

Des photographies du dôme en mai 1933 (page 26 et 76), réalisées par PERRET F.A. (1937), montrent nettement la Ravine Saint-Martin alors que la Rivière Chaude est très peu marquée. En revanche, en avril 1934, page 111, la rainure de la Rivière Chaude est devenue nette.

Enfin la photographie de la planche n°13, dans l'ouvrage de REVERT E. (1949), représente la Coulée de la Rivière Blanche en 1939, vue du nouveau dôme. On peut y observer sur le dôme, la naissance du mouvement de terrain sur le dôme, au fond duquel se situe le cours de la Rivière Chaude. Le fond du lit, plat et particulièrement blanchâtre, pourrait indiquer déjà la présence d'écoulements de lahars. Plus en aval, au pied du talus d'éboulis, on peut distinguer clairement le réseau hydrographique du sous-bassin versant de la Ravine Nouvelle, déjà bien incisé dans les dépôts volcaniques. Plus en aval encore, dans la Coulée de la Rivière Blanche, on arrive à reconnaître les deux bras amont principaux de la Ravine Rivière Blanche.

La figure 20 d) dans REVERT E. (1949) représente le tracé des cours d'eau en 1941. Tous les cours d'eau y sont représentés à l'exception de la Ravine Petite Martine, pourtant actuellement devenue aussi importante que la Ravine Nouvelle, qui, elle, est inscrite. Est-ce un oubli, ou la Ravine Petite Martine n'était-elle encore qu'un tout petit affluent insignifiant? La visite sur le terrain nous laisserait plutôt croire à un oubli, car la ravine semble très bien inscrite dans le paysage avec une vallée en forme de V et non de U. Ceci impliquerait un cours d'eau plus ancien que la dernière éruption. Toutefois, la topographie ne nous a pas permis d'accéder au lit dans le cours aval et moyen du cours d'eau. Il est alors assez délicat de définir la date de création de ce cours d'eau.

Le réseau hydrographique aurait donc commencé à se former dès l'hivernage de 1931. La Ravine Saint-Martin et la Rivière Claire ont été les premières à se former, à la faveur des versants non ensevelis de la vallée de la Rivière Blanche (Crête Paviot et Morne Saint-Martin). Pendant l'hivernage 1932, à la fin de la croissance du dôme, ou plus tard en 1933, c'est au tour de la Rivière Chaude de se former par érosion régressive sur les pentes du dôme.

Il se pourrait aussi que les précipitations d'altitude et un relief résiduel (nommé "Sans Nom" pour cette étude) ont contribué à la formation rapide de la Ravine Nouvelle, dès 1931.

En ce qui concerne la Ravine Rivière Blanche et son équivalente, la Ravine Falaise Rouge, au centre de l'axe des coulées pyroclastiques, nous savons seulement qu'elles avaient un exutoire en mer alors que les dépôts volcaniques paraissaient encore "frais". Profitant du ruissellement des reliefs résiduels du Morne Lenard et du Morne 377, mais au centre des écoulements pyroclastiques, il est tout à fait probable que ces deux cours d'eau furent formés durant l'hivernage 1932, dès que les nuées ardentes ont cessé.

Enfin la Ravine Petite Martine, ne bénéficiant ni du relief résiduel, ni des précipitations d'altitude, ne s'est peut-être formée que plus tard au milieu des années 1930. A son aspect, nous optons plutôt pour qu'elle ait été déjà formée avant 1929.

A5- 2.1.3. Mode de mise en place du tracé du nouveau tracé

Nous pouvons constater, sur la figure 47, § 5-2.2, que les cours d'eau drainant la Coulée de la Rivière blanche ont été inscrits dans les dépôts à des dates différentes. C'est leur mode de mise en place qui a provoqué ces différences. On peut ainsi distinguer les deux grands cours d'eau, aux extrémités de la Coulée de la Rivière Blanche, qui se sont formés dans un premier temps. Puis les ravines plus modestes se sont créées dans un second temps. Enfin, les toutes petites rivières drainent des régions aval et se sont formées dans un dernier temps.

A5- 2.1.3.1. Les deux grands cours d'eau

Deux modes d'action ont contribué à créer dans un premier temps les deux grands cours d'eau coulant en bordure des dépôts historiques (figure 48, § 5-2.2).

En ce qui concerne la Rivière Claire, le premier mode d'action vient du ruissellement superficiel chargé de matériaux qui dévalait le versant de la Crête Paviot, abrupt et surplombant les dépôts récents d'une cinquantaine de mètres. Ces eaux chargées, avec une force d'érosion considérable, produisaient une petite dépression au pied du versant. Cette dépression avait la même pente que les dépôts pyroclastiques et formait un canal en direction de la mer (planche photographique A5-01). Les eaux de ruissellement pouvaient ainsi emprunter ce canal qui deviendra rapidement un canyon s'élargissant au fur et à mesure des précipitations. Mais, il n'y avait pas que les eaux de ruissellement de la Crête Paviot pour emprunter cette rigole. En effet, en amont des dépôts pyroclastiques, la haute Rivière Claire forme un sous-bassin versant d'environ 1 km² qui n'a pas subi de modification notable pendant les éruptions. Ainsi, lorsque les précipitations déclanchaient un ruissellement efficace, les eaux à l'exutoire de ce sous bassin versant devaient emprunter cette rigole et ainsi en accélérer l'érosion.

La Ravine Saint-Martin draine l'autre bord de la Coulée de la Rivière Blanche. Comme pour la Rivière Claire, deux modes d'action ont permis la création du lit, mais ils n'ont pas agi selon le même principe (figure 48, § 5-2.2). Le premier revient au ruissellement des versants non ensevelis du Morne Saint-Martin et du Perret, lesquels ont activé la formation de la Ravine Saint-Martin. Mais ces versants sont bien moins pentus et occupent une surface au sol bien plus importante que la Crête Paviot abrupte. Ils interceptent plus de précipitations, ce qui rend les ruissellements plus volumineux et de la sorte la formation de la ravine plus rapide. De plus, moins pentus, les dépôts pyroclastiques ont aussi pu remonter légèrement ces versants, de façon à créer un talweg, non pas à la jonction entre les dépôts nouveaux et anciens, mais au milieu des dépôts pyroclastiques historiques. Le second mode d'action proviendrait du débordement des eaux piégées dans la Caldeira de l'Etang Sec par un exutoire souterrain, car actuellement sous les matériaux du dôme. Il semble que l'eau, une fois passée le rebord de la caldeira de l'Etang Sec possèderait une plus grande énergie et donc une force d'érosion accrue. La discontinuité géologique canalisant l'eau et l'accroissement de la pente en aval du rebord caldeirique enfoui pourraient expliquer ces phénomènes érosifs intenses et la formation d'un premier petit escarpement sub-vertical. La chute d'eau, ainsi créée, affouille alors la base du cirque qui, à son tour, s'effondre pour former un escarpement vertical plus haut. L'érosion est emballée et la circonference du cirque augmente au fil des précipitations importantes. C'est pourquoi le mouvement de terrain était largement engagé en mai 1933 (photo. p. 29, PERRET F.A., 1937).

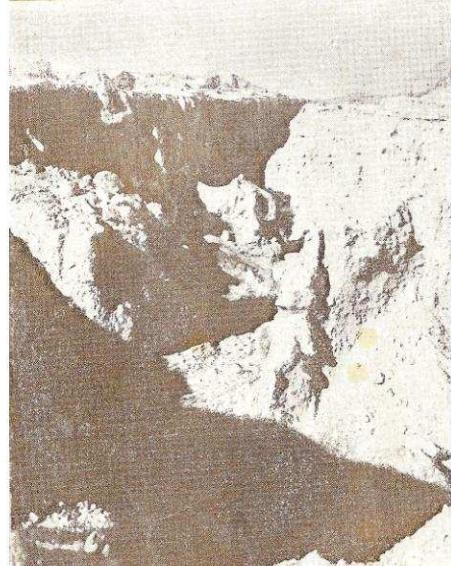
Ces deux grands cours d'eau se sont ainsi formés avant même la fin de l'éruption, à la faveur des versants non ensevelis bordant la Coulée de la Rivière Blanche ainsi que par des sous-bassins versants existant en amont (sous-bassin versant de la Rivière Claire et caldeira de l'Etang Sec) dont les eaux collectées doivent s'évacuer.

Planche photographique A5-01) La Rivière Claire en voie de formation après l'éruption de 1929. Les trois clichés ont été pris à peu près au même endroit

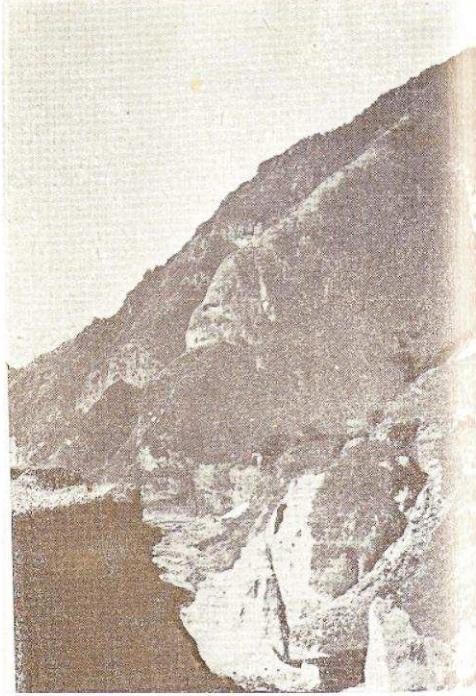
A) 1930: Premier sillon de la Rivière Claire
(prof. 1m, larg. 2 m)



B) 1932: Canyon chaotique de la Rivière Claire (prof. 20 m, larg. 20 m)



C) 1940: gorge en voie de creusement
(prof. 30 m, larg. 50 m)



Photographies: REVERT E. (1949)

A5- 2.1.3.2. Les petits cours d'eau

La Rivière Chaude, la Ravine Nouvelle, la Ravine Falaise Rouge et la Ravine Rivière Blanche se seraient formées au cours de l'hivernage de 1932. Elles ont profité du ruissellement superficiel qui dévalait des reliefs résiduels pour débuter leur cours.

La Rivière Chaude s'est formée le long d'un versant ancien, matérialisé par le Petit Bonhomme, lequel a canalisé les effondrements du dôme. La Ravine Nouvelle a débuté son cours le long du Morne Sans Nom, la Ravine Falaise Rouge au pied du Morne 377 et les deux bras de la Ravine Rivière Blanche de part et d'autre du Morne Lenard. Les eaux du ruissellement diffus ont donc pu se concentrer au pied des flancs des reliefs résiduels et ainsi former un début d'écoulements concentrés, lesquels ont ensuite suivi la plus forte pente sur les dépôts pyroclastiques avant d'atteindre la mer. Ils ont donné des tracés assez rectilignes. Seul le bras oriental de la Ravine Rivière Blanche forme un coude à l'occasion d'un accident topographique, probablement lié à un relief ancien enseveli par les dépôts historiques, mais resté à la limite de l'affleurement.

Ce n'est qu'une fois le réseau inscrit au pied des reliefs que l'érosion régressive a fait remonter les cours principaux en concentrant le ruissellement diffus des dépôts historiques. C'est ainsi qu'actuellement le début de ces cours d'eau se situe en amont des reliefs résiduels.

A5- 2.1.3.3. Les petites rivières aval

La Ravine Coudée et la Ravine Petite Martine n'ont pas profité d'un relief résiduel bien marqué ni des précipitations importantes d'altitude. Elles se sont alors formées plus tardivement, même si nous n'avons aucune indication quant à leur date de formation. La concentration du ruissellement diffus sur le plateau aurait donc été plus lente qu'avec l'existence d'un relief résiduel.

Ces deux cours d'eau se sont alors sûrement créés lors d'un épisode très pluvieux, telle une onde tropicale remarquable ou un cyclone. C'est la concentration aléatoire du ruissellement diffus, composé de filets d'eau anastomosés, qui a permis la formation des cours d'eau. Les conditions chaotiques de formation et la pente du glacis moins élevée qu'en amont, ont engendré des lits moins rectilignes que pour les cours d'eau créés par des reliefs résiduels.

A5- 2.1.3.4. Le chevelu

Après avoir discuté essentiellement de la formation des bras principaux des cours d'eau de la Coulée de la Rivière Blanche, il nous reste à remarquer que ces cours principaux sont alimentés par un grand nombre de mini-affluents. Comment se sont formés tous ces petits cours d'eau ne drainant que des petites surfaces, sur les nouveaux dépôts?

Les descriptions, réalisées par LACROIX A. (1904), nous permettent de comprendre les phénomènes mis en jeu (photo. p. 410 et 411). Il se forme un réseau dense de nombreuses rigoles parallèles, dirigées suivant la plus grande pente, avec un aspect dendriforme (LACROIX A. 1904). Selon la topographie, elles peuvent être tout d'abord parallèles, puis converger pour former une ravine plus large et plus profonde.

Leur naissance peut intervenir, lors des précipitations fortes, en aval d'un gros bloc à demi enfoui, d'où il se forme une rigole tout autour. Cette rigole devenant de plus en plus profonde peut entraîner la chute du bloc et ainsi laisser place à un petit cirque, à l'origine du cours d'eau. Puis cette cuvette circulaire s'agrandit par érosion régressive jusqu'à atteindre une taille de quelques mètres de diamètre, parcourue de rigoles concentrant les eaux de ruissellement. En aval de ce cirque, une ravine aux berges instables et verticales entaille les dépôts volcaniques. Sur les matériaux pyroclastiques frais et riches en cendres fines, le ruissellement est généralement très chargé en matériaux. Les coulées de boue ont alors un pouvoir érosif accru et, en 1902, LACROIX A. (1904) documente une ravine creusée en une nuit ayant atteint deux à trois mètres de profondeur.

A5- 2.2. Etude diachronique de la formation du réseau depuis 1951

Depuis 1951, soit vingt ans après le début de la formation du nouveau réseau hydrographique, et jusqu'à nos jours, le réseau a continué d'évoluer. Nous avons suivi ses modifications avec les différentes campagnes de photographies aériennes.

Rappelons que la qualité de l'appareillage photographique, l'altitude de prise de vue, l'angle de vue, la pureté de l'air, l'ensoleillement, l'heure de prise de vue et l'état de la végétation, entraînent des différences de visibilité sur les photographies aériennes. En y ajoutant les approximations du géoréférencement, cela entraîne d'inévitables incertitudes en ce qui concerne le commencement et le tracé des rigoles au début du réseau hydrographique. La précision reste néanmoins suffisamment importante pour que les observations restent viables et interprétables.

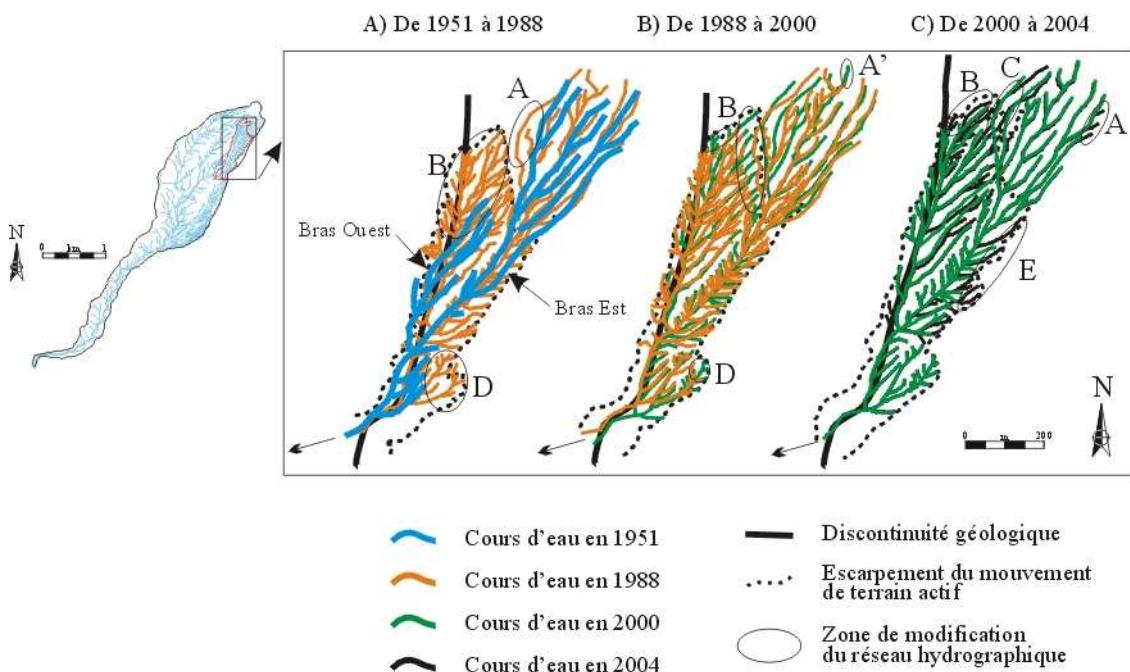
A5- 2.2.1. La formation du réseau à l'intérieur des grandes instabilités de versant

Les deux grands mouvements de terrain occasionnés sur le dôme de la Montagne Pelée ont engendré des modifications et l'agrandissement du réseau hydrographique. Nous les avons suivis dans le détail pour les années 1951, 1988, 2000 et 2004. La campagne de 1982 ne couvre pas le sommet du volcan.

A5- 2.2.1.1. Le réseau de l'instabilité sommitale de la Rivière Chaude

La Rivière Chaude, faisant partie du bassin versant de la Rivière Claire, draine la partie occidentale du dôme de 1929. La figure A5-10 représente l'évolution du début du cours d'eau sur le dôme et son talus d'éboulis, depuis 1951. Deux bras principaux débutent le réseau : l'un situé à l'est du bassin versant et l'autre à l'ouest, nommés dans cette étude le Bras Est et le Bras Ouest.

Figure A5-10) Formation du réseau hydrographique à l'intérieur du grand mouvement de terrain de la Rivière Chaude (bassin versant de la Rivière Claire)



Conception: LALUBIE G. (2007)
Source: LALUBIE G. (2007)

- Le Bras Est draine exclusivement les dépôts de 1929 ; il avait son réseau hydrographique déjà presque constitué dès 1951, soit vingt ans après l'éruption. Il s'est formé à l'intérieur d'un mouvement de terrain (de type glissement éboulement) qui, en 1951, était déjà stabilisé, car bien végétalisé. Il s'est quelque peu étendu vers l'ouest entre 1951 et 1988 et vers l'amont entre 1988 et 2000 (noté A et A' sur la figure A5-10).

-Le Bras Ouest se trouve par contre au niveau de la discontinuité géologique formée entre l'ancien rebord de caldeira et les matériaux du dôme 1929. Ce bras a progressé de plus de 450 m en cinquante ans (noté B sur la figure A5-10), vers l'amont en remontant cette rainure. Jusqu'en 2000, le bras s'est progressivement enfoncé le long de la discontinuité géologique. On peut voir se créer un réseau dense à fur et à mesure de la progression du mouvement de terrain vers l'amont (appendice 7, § A7- 2.2.2).

La différence dans la formation des deux bras provient donc de la discontinuité géologique. Après l'éruption, elle se révéla un frein à l'érosion pour le Bras Ouest. La stabilité des matériaux anciens devait retenir les nouveaux. Mais une fois emballée, l'érosion est plus dynamique par rapport au Bras Est. Le ruissellement superficiel est en effet sûrement plus important sur les matériaux anciens que sur ceux du dôme. Ainsi entre 2000 et 2004, l'escarpement du Bras Ouest, dans son recul, a fini par capturer deux rivières qui étaient des affluents du Bras Est (notées C sur la figure A5-10). Le tableau ci-dessous indique les superficies des deux sous-bassins versants.

Tableau A5-01. Evolution de la superficie des deux sous-bassins versants débutant le cours de la Rivière Chaude

Année	1951	2000	2004
Surface B.V. Bras Ouest (km ²)	0,054	0,098	0,122
Surface B.V. Bras Est (km ²)	0,162	0,169	0,144
Surface totale (km ²)	0,216	0,267	0,266

Conception : LALUBIE G. (2007)

Source : LALUBIE G. (2007)

On peut ainsi observer que la surface totale des deux sous-bassins versant n'évolue plus entre 2000 et 2004, mais qu'il y a une redistribution du réseau du sous-bassin versant du Bras Est au profit du Bras Ouest.

De nombreux affluents, de part et d'autre des deux bras principaux, se sont formés tous les 20 à 40 m environ. Ces affluents, qui sont les premières rivières d'ordre 1, ne sont pas ramifiés (à l'image du réseau hydrographique du volcan) et ont une géométrie parallèle. La densité de drainage du nouveau réseau (Bras Ouest) est de 29,5 km⁻¹ et de 27,5 km⁻¹ pour le Bras Est plus ancien. Rappelons que la densité de drainage est de 5,1 km⁻¹ (tableau A2-03, appendice 2, § A2- 1.3) pour la totalité de la Rivière Claire. Le processus d'érosion est donc équivalent pour les deux bras et leurs réseaux se ressemblent.

On peut aussi remarquer la progression du réseau hydrographique entre 1951 et 2000 (noté D sur la figure A5-10), en aval de la confluence des deux Bras Est et Ouest, au niveau d'un affluent en rive gauche. Elle correspond, là encore, à un recul de l'escarpement du mouvement de terrain. Le développement du réseau entre 1988 et 2000 a été modeste, puis nul entre 2000 et 2004. Si on ne peut pas parler de stabilisation du mouvement de terrain à ce niveau, il semble quand même que l'érosion y soit moins active qu'au sommet du dôme.

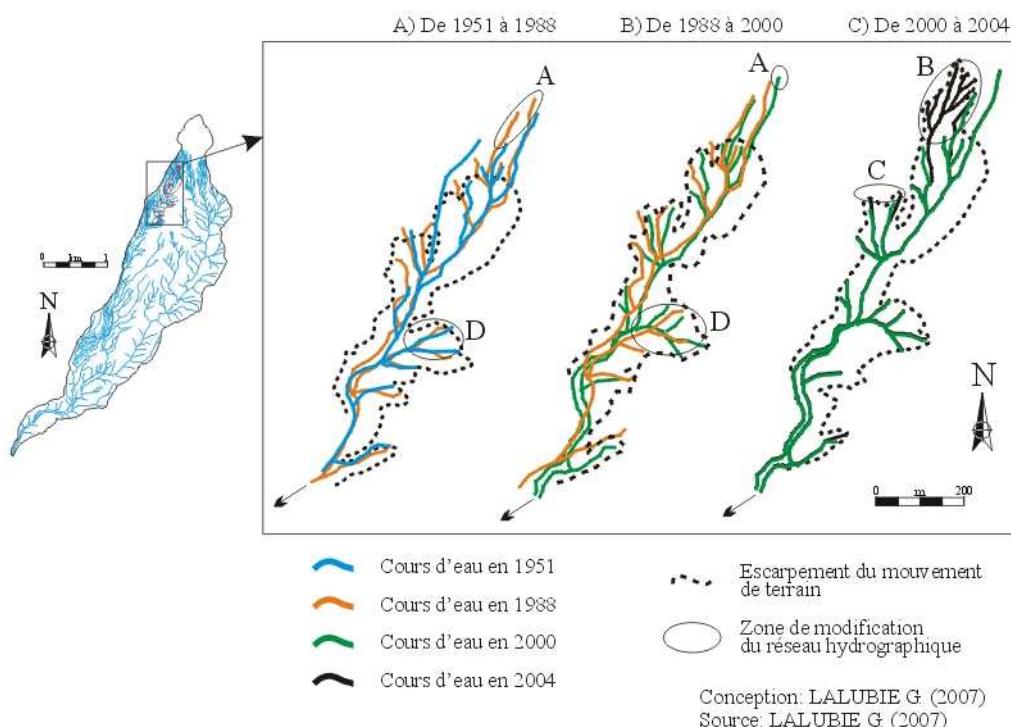
A5- 2.2.1.2. Le réseau de l'instabilité sommitale de la Ravine Saint-Martin

L'évolution de ce mouvement de terrain (appendice 7, § A7- 3.2.2), nous a indiqué que le mouvement de terrain, bien qu'actif, n'a pas vu son escarpement reculer de manière significative entre 1951 et 2000. Le réseau hydrographique est donc resté assez stable. La figure A5-11 nous permet quand même de constater une légère progression vers l'amont des premières rivières les plus hautes (notée A), au-

dessus de l'escarpement. Le recul par érosion régressive est d'une vingtaine de mètres entre 1951 et 1988 et à peine perceptible, à notre échelle de travail, entre 1988 et 2000. L'érosion régressive est donc de moins en moins active au fur et à mesure que le début de la ravine s'approche du sommet. L'évolution future du réseau ne viendra donc pas de cette zone.

En revanche, pendant l'hivernage 2000, une nouvelle instabilité est apparue (appendice 7, § A7- 3.2.2). En 2004, elle mesurait $0,0134 \text{ km}^2$, pour une progression maximale de 175 m vers l'amont. Un réseau hydrographique est apparu en son sein (noté B sur la figure A5-11). Il présente une densité de drainage de $34,4 \text{ km}^{-1}$, un peu plus élevée mais dans le même ordre de grandeur que le réseau naissant de la Rivière Chaude (environ 28 km^{-1}). La densité de drainage est de $16,5 \text{ km}^{-1}$ pour l'ensemble de l'instabilité, et de 4 km^{-1} pour l'ensemble du bassin versant.

Figure A5-11) Formation du réseau hydrographique à l'intérieur du grand mouvement de terrain de la Ravine Saint-Martin (bassin versant de la Rivière Sèche)



On peut aussi rappeler que le réseau des deux bras presque parallèles, drainant en 1951 l'intérieur d'une protubérance formée par l'escarpement (notée C sur la figure A5-11), s'est transformé en un seul bras principal ramifié.

A5- 2.2.1.3. Conclusion

Sur le dôme, le réseau se forme principalement à l'intérieur des mouvements de terrain actifs. C'est la progression des glissements-éboulements qui fait progresser le réseau sur le dôme. A l'intérieur de ceci, de 1951 à 2004, le Bras Ouest a progressé vers l'amont d'environ 450 m, et de 2000 à 2004, le réseau de la Ravine Saint-Martin a progressé de 200 m.

Le tableau ci-dessous donne le détail du recul pour les différentes périodes observées.

Tableau A5-02. Synthèse du recul par érosion régressive (en mètre) des cours d'eau principaux au sein des mouvements de terrain du dôme

Recul des bras principaux (m)	1951-1988	1988-2000	2000-2004
Riv. Chaude: 1 ^{er} Bras Ouest	353 (10)	69 (6)	
Riv. Chaude: 2 nd Bras Ouest	271 (7)	93 (8)	25 (6) + 76 (19)
Rav. St-Martin: Bras Ouest actif	22 (1)	17 (1)	194 (48)
Rav. St-Martin: Bras Est	139 (4)	79 (7)	

Entre parenthèses : dynamique annuelle (m.an⁻¹). Deux valeurs : la première valeur pour atteindre la capture d'un bras, la seconde indique la valeur croissance du bras capturé (longueur du bras capturé exclue).

Conception : LALUBIE G. (2007)

Source : LALUBIE G. (2007)

Les dynamiques sont donc comprises généralement entre 1 et 10 m.an⁻¹. Elles sont considérables et en accord avec la création du sous-bassin versant du Bras Est, formé entre 1934 et 1951. Deux valeurs dépassent largement cette fourchette. Elles correspondent au recul du bras après sa capture, pour la Rivière Chaude, et à la formation du cours d'eau dans le nouveau glissement-éboulement qui s'est créé sur le dôme en amont de l'ancien escarpement de la Ravine Saint Martin. Cela pourrait donc signifier que le recul des cours d'eau est plus important lors d'un bouleversement géomorphologique que lors de la progression de l'érosion.

A5- 2.2.2. L'évolution du réseau dans la Coulée de la Rivière Blanche

Si les deux cours d'eau principaux (la Rivière Claire et la Ravine Saint-Martin) ont été formés rapidement après l'éruption, depuis 1951, seuls leurs affluents progressent vers l'amont par érosion régressive. La Ravine Nouvelle pour la Rivière Claire et la Ravine Petite Martine pour la Rivière Sèche en sont les deux exemples les plus marquants.

En ce qui concerne les trois autres principales rivières de la Coulée de la Rivière Blanche (la Ravine Coudée, la Ravine Falaise Rouge et la Ravine Rivière Blanche), les cours principaux et leurs affluents croissent ensemble depuis 1951.

A5- 2.2.2.1. La Rivière Claire

La Rivière Claire a aussi vu son réseau hydrographique s'étendre sur les dépôts volcaniques historiques. Sur la figure A5-12), on peut observer des rivières se former ou s'allonger entre 1951 et 2004.

Le principal affluent en rive gauche, dans le cours moyen de la Rivière Claire, baptisée dans cette étude la Ravine "Nouvelle", s'est agrandi pendant toutes les périodes (noté A sur la figure A5-12). La Ravine Nouvelle s'est étendue aussi bien latéralement par ses différentes ramifications, qu'en longueur par le recul du début du bras principal.

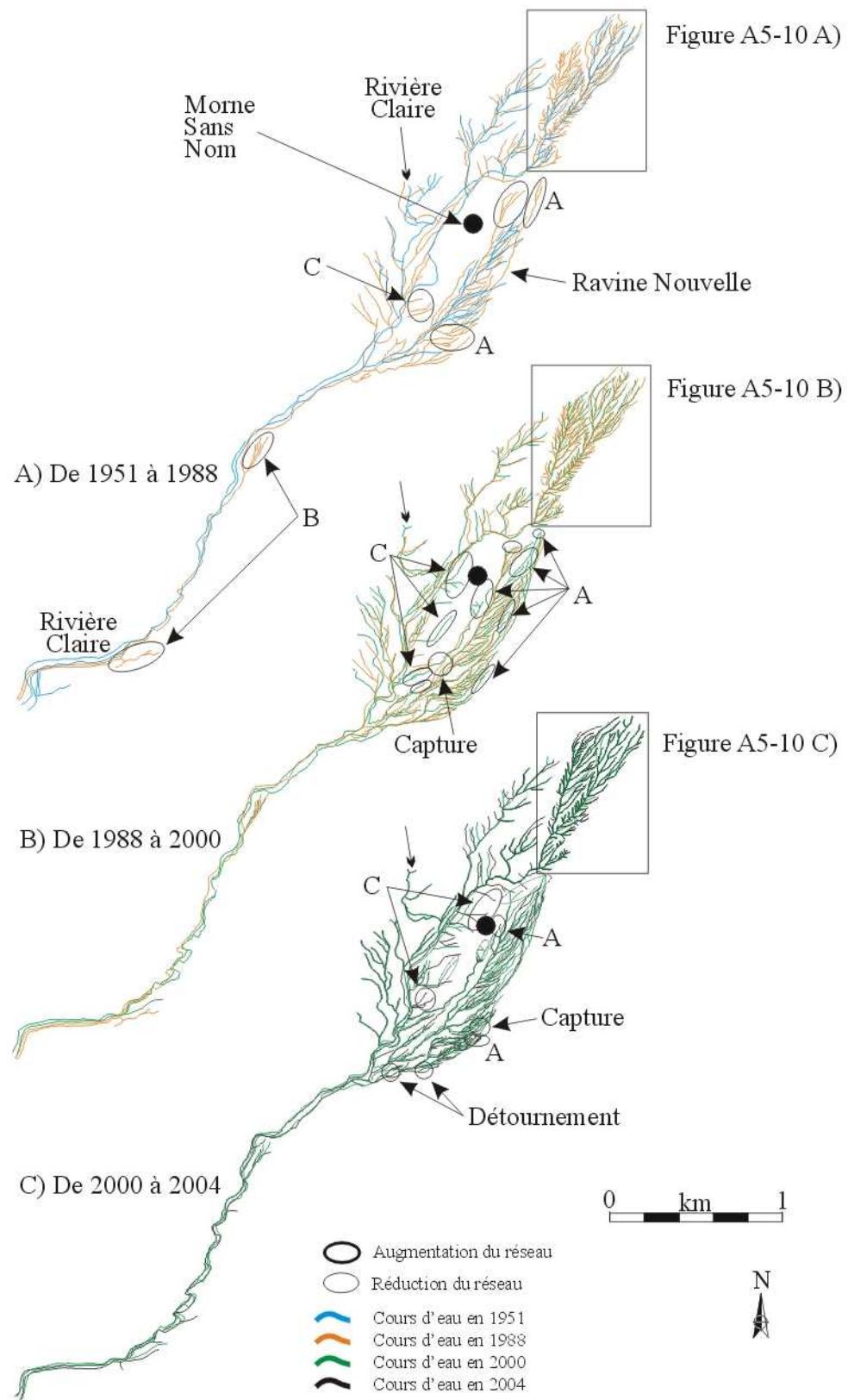
Proche de la confluence avec la Rivière Claire, la croissance des affluents de la Ravine Nouvelle a engendré une capture et des détournements de petits affluents, notés sur la figure A5-12 C). C'est donc à la fois une croissance et une réorganisation du réseau qui s'effectuent sur l'aval de la Ravine Nouvelle. Le réseau y est en effet peu marqué dans le paysage (profondeur des rivières inférieure à un mètre).

Plus en aval, dans le cours moyen de la Rivière Claire, deux tout petits affluents (notés B sur la figure A5-12 A) se sont aussi formés dans les nouveaux dépôts entre 1951 et 1988. Deux mécanismes entrent en jeu.

Premièrement, en s'enfonçant et en s'élargissant, la vallée de la Rivière Claire se crée des versants de plus en plus longs où commence une esquisse de réseau hydrographique.

Deuxièmement, les rigoles formées remontent le versant par érosion régressive, puis arrivées au sommet, continuent leur progression latéralement sur les dépôts pyroclastiques historiques. Elles peuvent alors capturer d'autres écoulements diffus qui ruissent sur les dépôts pyroclastiques en direction de la mer. En théorie, plus l'eau se concentre, plus l'érosion est active. Mais sur ces deux exemples, on n'observe plus de progression depuis de 1988.

Figure A5-12) Formation du réseau hydrographique de la Rivière Claire depuis 1951



Conception: LALUBIE G (2007)
Source: LALUBIE G (2007)

Entre 1988 et 2000, on peut aussi observer en rive gauche de la Rivière Claire, le développement de petites rivières affluentes, notées C sur la figure A5-12). Elles se développent sur une relique de relief pré-éruptif (appelée pour l'étude le Morne Sans Nom), mais qui semble quand même avoir été recouvert de matériaux des deux dernières éruptions. C'est peut-être au cours du cyclone Cindy d'août 1993, lequel a particulièrement touché le massif de la Montagne Pelée, que ces rivières se sont particulièrement marquées dans le paysage. Au cours de cette croissance, on peut observer la capture, signalée sur la figure A5-12 B), d'un affluent droit de la Ravine Nouvelle, jusqu'en 1988, qui est devenu un affluent gauche de la Rivière Claire.

Sur la figure A5-12 C), on remarque que le réseau diminue en longueur vers l'extrémité de la Ravine Nouvelle. Ce n'est bien sûr pas une réalité physique, mais c'est la traduction du fait que les conditions des clichés aériens de la campagne 2000 ont été optimales pour l'observation du réseau hydrographique de la Coulée de la Rivière Blanche (à l'exception du dôme). Nous retrouverons ce cas plus loin pour les autres cours d'eau.

A5- 2.2.2.2. La Ravine Saint-Martin

La Rivière Sèche a vu son réseau se modifier (ailleurs que sur le dôme) du fait de son principal affluent, la Ravine Saint-Martin, mais aussi, vers de petits affluents plus en aval, dont la Ravine Petite Martine (figure A5-13).

On peut remarquer que les affluents gauches (repérés en A sur la figure A5-13) de la Ravine Saint-Martin ont progressé au cours des quatre clichés aériens des cinquante dernières années. Ils drainent le versant du Morne Saint-Martin, lequel canalisait les coulées pyroclastiques. Il fut recouvert de matériaux volcaniques en 1902 et 1929. C'est sur ces dépôts nouveaux recouvrant un relief ancien que se crée le réseau en rive gauche. Il progresse à chaque période d'observation. Le réseau n'est donc pas encore stabilisé, bien qu'il draine une zone moins bouleversée par les éruptions que la Coulée de la Rivière Blanche *stricto-sensu*.

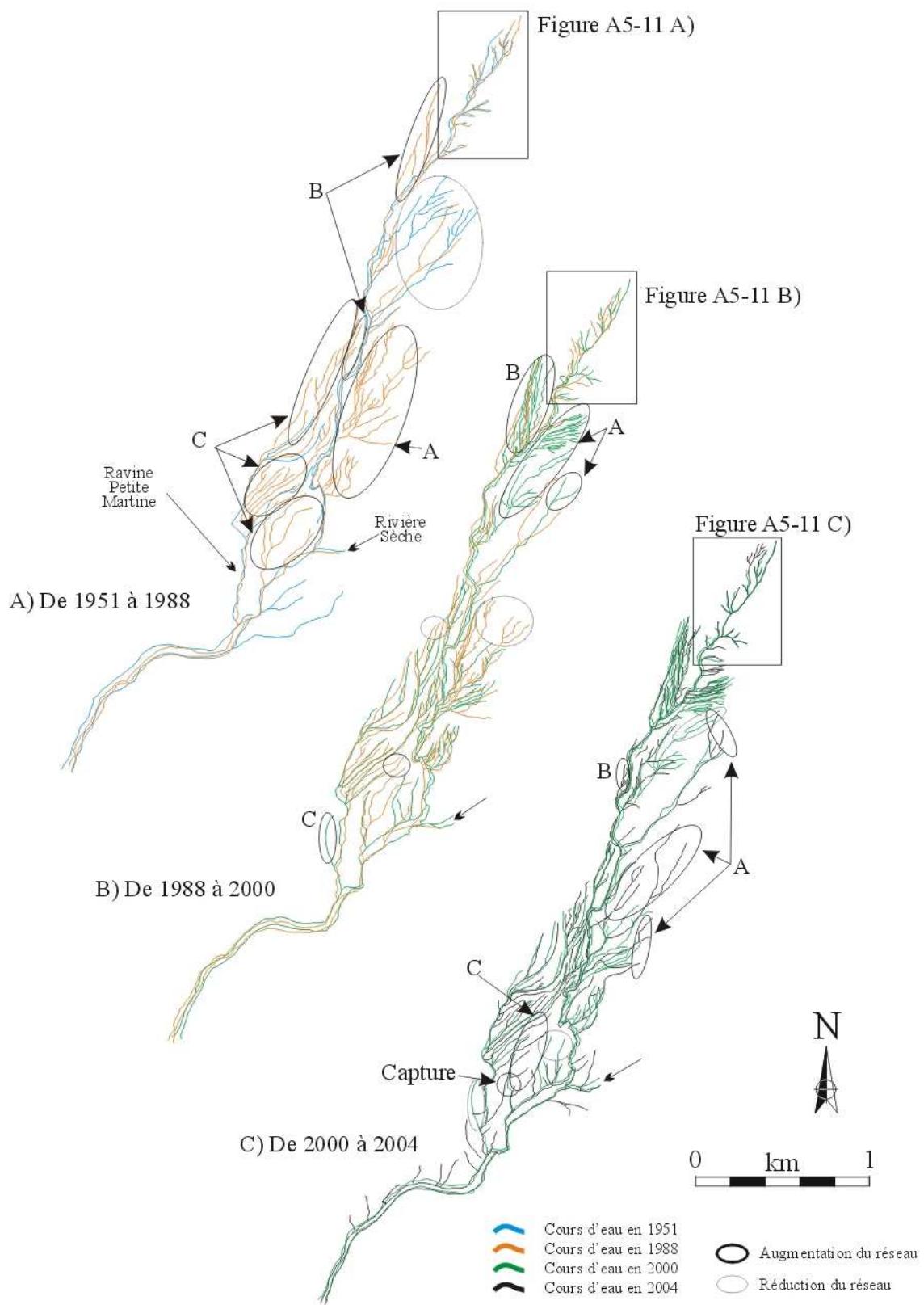
Toujours sur ce versant, que ce soit de 1951 à 1988, ou de 1988 à 2000, par endroits on observe le réseau diminuer de longueur. Ce n'est évidemment pas le cas sur le terrain, et cela provient exclusivement des conditions de prise de vue des photographies aériennes. Les affluents de la rive droite progressent dans les dépôts historiques. Sur chaque cliché, ils ont aussi augmenté, repérés en B. Sur le dôme, il est probable que les clichés de 2000 et 2004 soient plus lisibles et ainsi fassent apparaître un réseau de rainures déjà présentes dans les années antérieures.

A5- 2.2.2.3. La Ravine Petite Martine

En aval de la confluence avec la Ravine Saint-Martin, la Rivière Sèche reçoit en rive droite plusieurs petites rigoles et un affluent plus important, appelé pour l'étude la Ravine Petite-Martine. Pour cet affluent, on peut observer la progression vers l'amont du réseau hydrographique pour la période entre 1951 et 1988, notée C sur la figure A5-13. Ensuite, entre 1988 et 2000, la progression s'est réduite à l'apparition d'un bras qui n'est plus visible sur le cliché de 2004. Par contre, entre 2000 et 2004, un affluent de la Ravine Petite-Martine a capturé une petite rigole qui filait directement dans la Rivière Sèche avant sa capture (figure A5-13 C).

Pour les rigoles se déversant directement dans la Rivière Sèche, entre la Ravine Saint-Martin et la Ravine Petite-Martine, cette fois encore, nous assistons à des réductions de longueur entre 1988 et 2004. Comme nous l'avons déjà expliqué plus haut, seule la qualité de l'image aérienne peut expliquer ce phénomène.

Figure A5-13) Formation du réseau hydrographique de la Ravine Saint-Martin depuis 1951

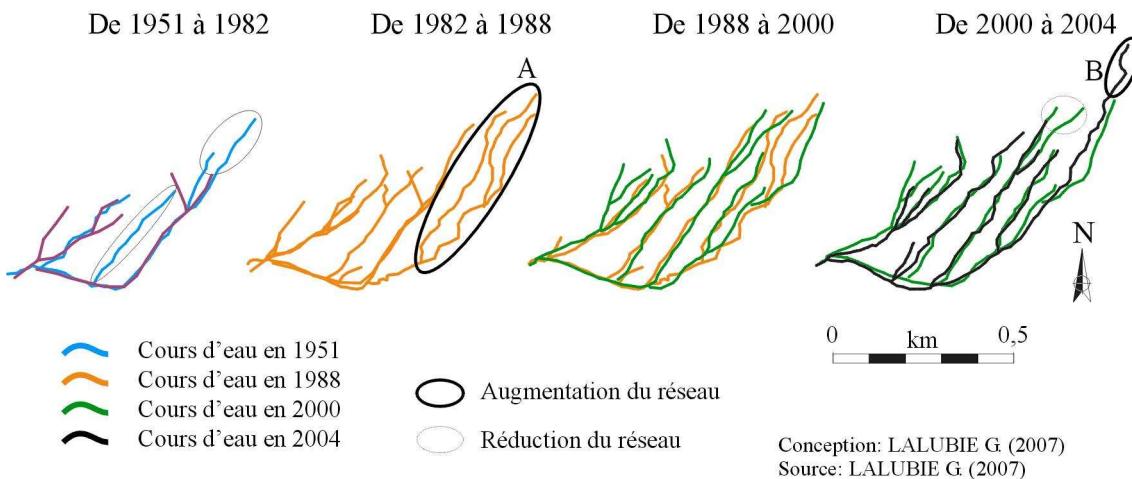


Conception: LALUBIE G (2007)
 Source: LALUBIE G (2007)

A5- 2.2.2.4. La Ravine Coudée

La Ravine Coudée a été particulièrement modifiée entre 1982 et 1988 (noté A sur la figure A5-14). Son bassin versant s'est développé vers l'amont en constituant un nouveau réseau de ravines, dont certaines, lesquelles étaient des affluents de la Ravine Falaise Rouge, ont été capturées (voir détail de la capture sur la figure 57, du volume 1 principal). Puis entre 2000 et 2004, le bras principal a progressé encore vers l'amont de plus d'une centaine de mètres (noté B sur la figure A5-14).

Figure A5-14) Formation du réseau hydrographique de la Ravine Coudée



Le bassin versant est passé de 0,17 km² en 1951 à 0,23 km² en 2004, soit 26 % d'augmentation. Cet accroissement peut rendre les écoulements de crue surdimensionnés par rapport à la taille du lit, et particulièrement érosifs au niveau de l'exutoire du cours d'eau.

A5- 2.2.2.5. La Ravine Falaise Rouge

Le Ravine Falaise Rouge est le cours d'eau de la Coulée de la Rivière Blanche qui a le plus grandi. Il s'est développé aussi bien latéralement par des ravines affluentes qu'en longueur par l'allongement du bras principal.

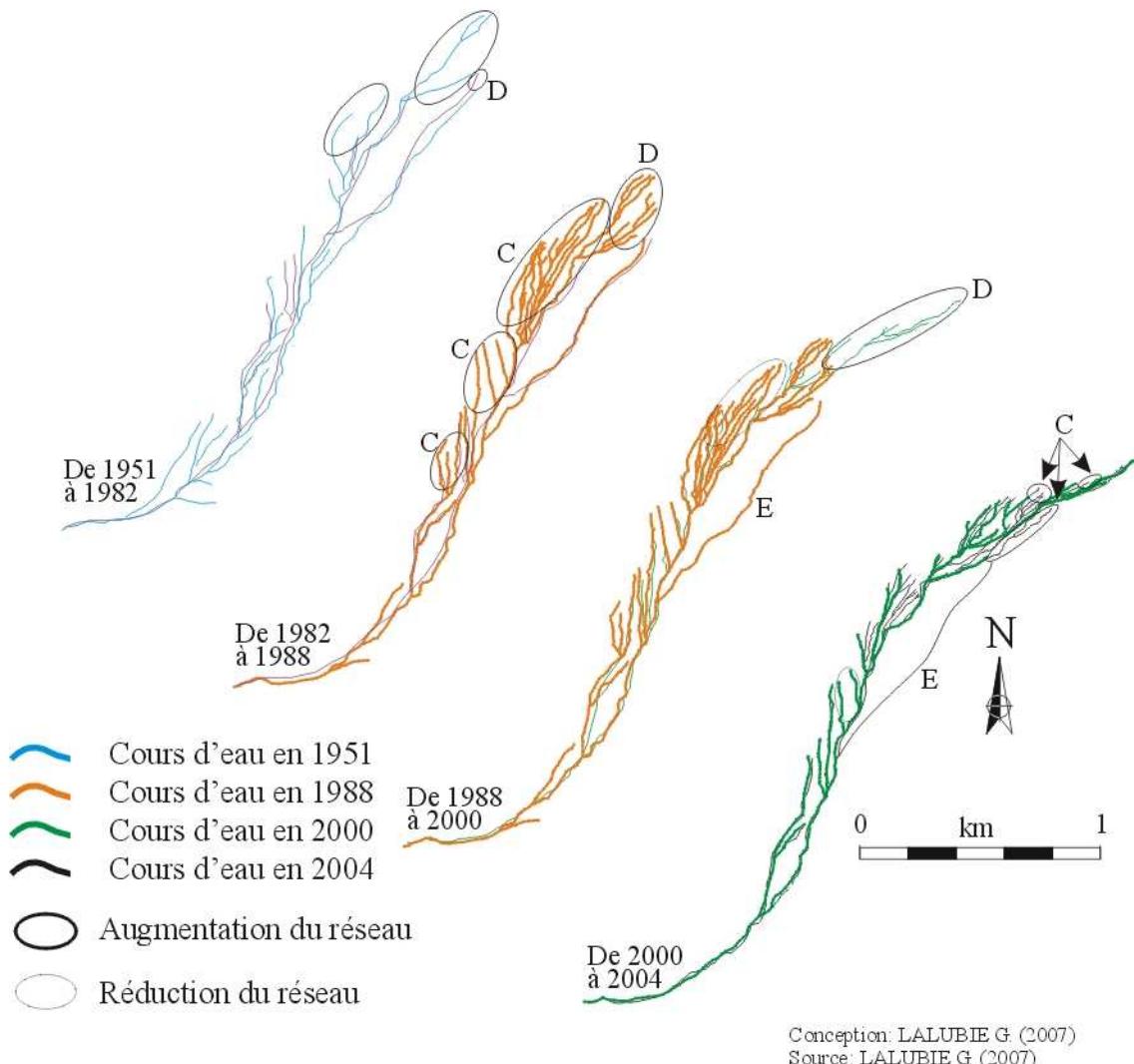
Le développement latéral de la Ravine Falaise Rouge est intervenu surtout entre 1982 et 1988 (noté C sur la figure A5-15 B). Cette réalité a été particulièrement bien marquée, du fait de la qualité remarquable du cliché de 1988 pour cette zone. En 2000, nous ne retrouvons d'ailleurs plus tout le chevelu de 1988 et les ravines encore visibles sont moins longues.

Malgré cette incertitude dûe à la qualité de la photographie, la progression vers l'amont du bras principal dépasse 700 m entre 1988 et 2000 (noté D sur la figure A5-15 B). Enfin, entre 2000 et 2004, quelques petites ravines affluentes se développent au niveau du cours supérieur (noté E sur la figure A5-15 A).

Une ravine, notée E sur la figure A5-15 B), est visible sur les clichés de 1951, 1982 et 1988, mais disparaît sur ceux de 2000 et 2004. Située au pied du Morne 377, cette ravine existe bien. Connaissant sa présence réelle, nous l'avons redessinée sur le réseau de 2004, où il était possible de l'"imaginer".

La Ravine Falaise Rouge est donc en pleine évolution.

Figure A5-15) Formation du réseau hydrographique de la Ravine Falaise Rouge



A5- 2.2.2.6. La Ravine Rivière Blanche

La Ravine Rivière Blanche a progressé au cours de toute la période, mais dans des secteurs différents suivant les années.

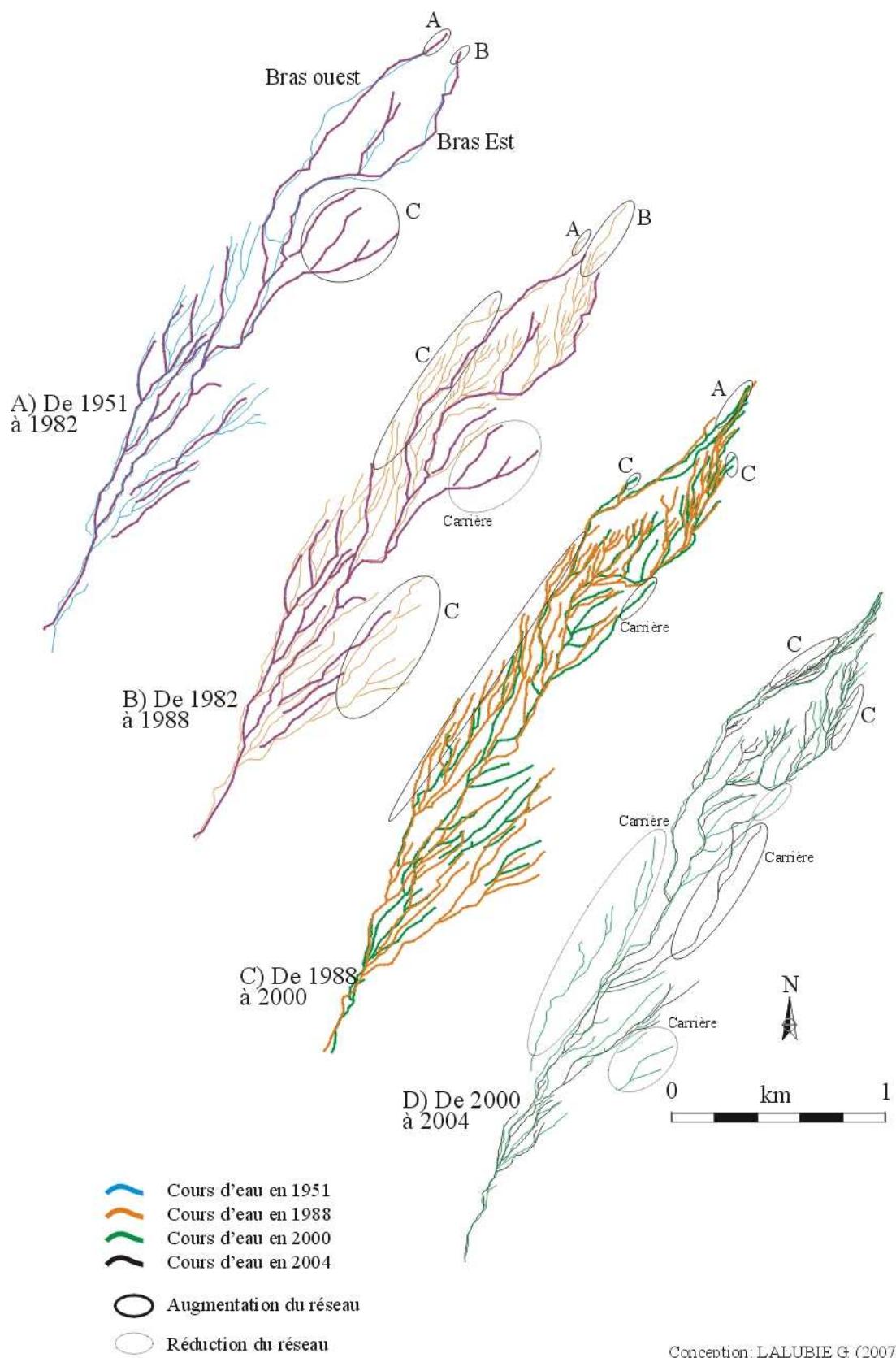
L'évolution vers l'amont des deux principaux cours de la Ravine Rivière Blanche est différente selon le bras :

- Le Bras Ouest de la Ravine Rivière Blanche, peu ramifié, est remonté de 1951 à 2000 (noté A sur la figure A5-16). La plus forte progression est d'environ 300 m entre 1988 et 2000 (même période que pour la plus forte progression de la Ravine Falaise Rouge) ;

- Le Bras Est de la Ravine Rivière Blanche est, quant à lui, surtout remonté entre 1982 et 1988 (noté B sur la figure A5-16). Pendant ces six années, il a progressé d'un peu moins de 400 m vers l'amont.

Le cours d'eau s'est aussi agrandi latéralement par la remontée de petites rivières affluentes (notée en C sur la figure A5-16). C'est entre 1982 et 1988 que la progression a été la plus importante (même s'il faut modérer ce propos par la meilleure qualité des photographies aériennes à partir de 1988). Après 1988, les accroissements latéraux sont assez mineurs. Pour certaines rivières, leurs modifications sont attribuables à l'activité de carrières. Ainsi, outre l'allongement des deux bras principaux, la Ravine Rivière Blanche a surtout été modifiée par l'activité des carrières (appendice 8, § A8-2).

Figure A5-16) Formation du réseau hydrographique de la Ravine Rivière Blanche, depuis 1951



Conception: LALUBIE G (2007)
Source: LALUBIE G (2007)

A5- 2.2.3. Etude de cas

En grossissant l'échelle, on peut également suivre l'évolution naturelle du réseau hydrographique. A cause de la végétation et des ombres portées, il est difficile d'être très précis quant à la détermination exacte du lit mineur ou celle de la tête des escarpements bordant les cours d'eau. Pour suivre correctement le tracé ou la largeur d'un cours d'eau, il faut donc que celui-ci soit assez large, mais qu'il ne soit pas trop encaissé, ni que la végétation y soit trop abondante. Nous avons ainsi remarqué trois endroits où il était possible de suivre l'évolution du cours d'eau à une très grosse échelle et où des modifications significatives se produisent. Ces trois cas ne sont pas spécialement représentatifs de tout le réseau de la Coulée de la Rivière Blanche, mais seront tout de même intéressants dans la compréhension de la genèse des cours d'eau.

Nous allons donc suivre, depuis 1951, les quelques dernières centaines de mètres de la Ravine Nouvelle, de la Ravine Saint-Martin et de la Rivière Claire.

A5- 2.2.3.1. Etude de la Ravine Nouvelle

Cet exemple est développé dans le § 5-2.3, du volume 1.

A5- 2.2.3.2. Etude de la Ravine Saint-Martin

Dans les 700 derniers mètres de la Ravine Saint-Martin avant sa confluence avec la Rivière Sèche (figure A5-17), nous avons suivi le tracé du lit mineur et les escarpements instables qui bordent le cours d'eau. Il faut rappeler que, avec les photographies aériennes, on ne peut pas vraiment observer la largeur du lit mineur avec précision, à cause des ombres portées et de la végétation envahissante dès que le dernier écoulement de crue remonte à plusieurs mois. Nous n'observerons donc que le tracé du lit mineur.

Deux remarques peuvent être soulignées, relatives aux difficultés rencontrées :

- Le tracé de 1982 n'est pas superposable ni à celui de 1951, ni à celui de 1988. Dans cette campagne, nous nous trouvons en extrémité de photographie et les déformations n'ont pu être totalement corrigées par le géoréférencement du logiciel de cartographie. En revanche, 1951 et 1988 se superposent convenablement.

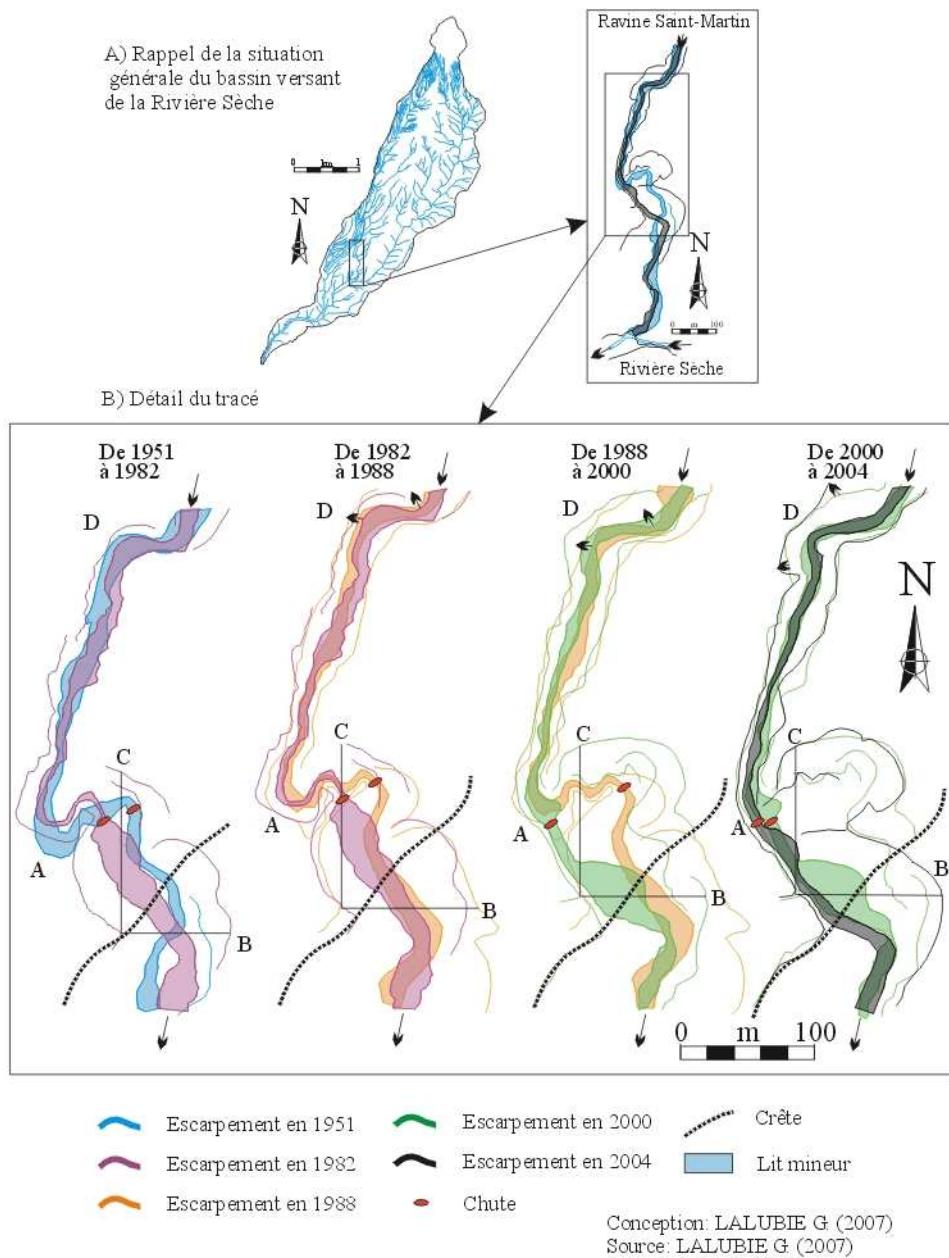
- Le fond du lit du cours d'eau est très encaissé et n'est que partiellement visible sur les photographies aériennes, car il est masqué par des ombres portées. C'est donc la visite sur le terrain qui nous a permis d'interpréter le tracé du cours d'eau en aval de la chute entre les escarpements actifs.

Nous pouvons observer que le tracé de la Ravine Saint-Martin s'est modifié de façon importante au niveau du repère noté A sur la figure A5-17. Alors qu'en 1951 le cours d'eau formait une double sinuosité, d'abord gauche puis droite, on peut observer qu'en 2000, ces deux courbes ont totalement disparu pour ne former qu'un tracé rectiligne. Elles ont été shuntées par recouplement, certainement à la suite du sapement des deux rives concaves consécutives (osculation) aidé aussi peut-être par un phénomène de déversement suite à l'exhaussement du lit par les matériaux des lahars.

En fait, nous nous situons au niveau d'une discontinuité géologique et morphologique bien particulière (figure A5-18). Nous sommes à la frontière entre les dépôts historiques de 1902 et des dépôts pyroclastiques plus anciens (mais appartenant toujours à l'édifice récent selon WESTERCAMP D. *et al.* 1990). Nous sommes aussi à l'endroit où cette discontinuité géologique rejoint la crête séparant la Rivière Sèche et la Ravine Saint-Martin. Les dépôts récents ont donc formé un rebord morphologique. Ce dernier, rompant la pente, a ainsi permis la création de méandres très sinuieux et a déporté le cours de la Ravine Saint-Martin vers la gauche (l'est) par déversement. En débordant de la crête, le cours d'eau a formé une chute de 30 à 40 m de hauteur qui a emballé l'érosion. La chute semble reculer par rapport à la crête.

En 1951, elle avait reculé d'environ 60 m et cette distance fut augmentée à 70 m en 2004. Le recul se serait donc surtout déroulé entre les deux éruptions et peut-être avec le passage répété des lahars (dans l'hypothèse d'un lit déjà présent avant l'éruption de 1929).

Figure A5-17) Modification du tracé de la Ravine Saint-Martin avant sa confluence avec la Rivière Sèche

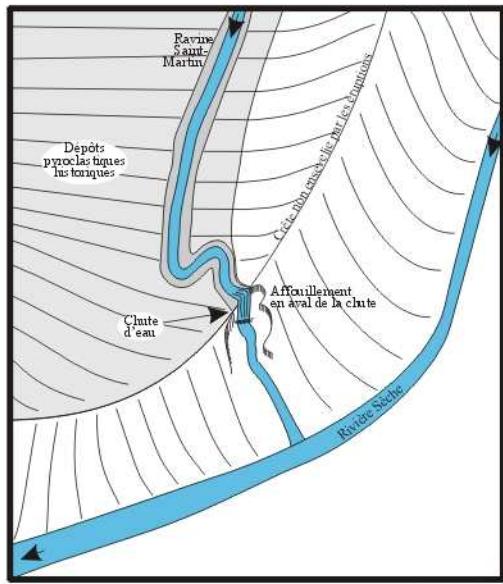


En même temps, les escarpements bordant le lit, en aval de la chute, se sont écartés et présentent une activité géomorphologique permanente depuis les clichés de 1982. Sur place, les chutes de pierre depuis ces escarpements, pouvant dépasser 100 m de dénivellation, sont continues. Elles rendent la visite très dangereuse, et glacent plutôt l'ambiance pour les observations scientifiques! Sur la figure A5-17, on peut remarquer que lorsque l'on prend l'écartement entre les deux escarpements du mouvement de terrain sud, le plus éloigné de la chute actuelle, noté B, on obtient un recul de 20 m entre 1982 et 1988, et de 10 m entre 1988 et 2004. Le mouvement de terrain nord, au pied de la chute et du méandre shunté, noté C, a quant à lui progressé de plus de 15 m en cinquante ans. Plus en amont, la double sinuosité, noté D sur la figure A5-17, n'a pas disparu, mais a quand même vu ses courbes s'atténuer pour devenir plus rectiligne. Les multiples reculs de paroi que l'on peut observer depuis 1982 (représentés par les flèches sur la figure A5-17), ne permettent pas de définir une période particulièrement plus active que d'autres. Nous voyons donc, avec ces deux exemples de double sinuosité qui disparaissent ou deviennent moins prononcées, que le cours d'eau a besoin d'augmenter sa pente pour accroître sa capacité de transit.

LAVIGNE F. (2001) avait décrit ces phénomènes de sapement latéral des berges convexes des sinuosités, comme de disparition de méandres prononcés par déversement, suite aux lahars volumineux sur les flancs du Merapi, en Indonésie. Cela traduit le passage de lahars toujours plus volumineux, avec notamment la réactivation du mouvement de terrain du dôme après l'an 2000.

Sur place, le site est si chaotique, avec ses escarpements très hauts et très étroits d'où tombent continuellement des blocs, qu'il nous est apparu impossible de déterminer si la chute s'est formée après l'éruption de 1902 ou après celle de 1929. Le cours d'eau a été dévié après 1902, mais nous n'avons pas pu trancher sur le fait qu'il ait gardé ou non un tracé identique au cours de l'éruption de 1929. S'il a gardé son tracé identique, le recul serait de 60 m en 50 ans (1902 à 1951) sinon, il serait de 60 m en 20 ans (1931 à 1951).

Figure A5-18) Contexte géomorphologique des derniers hectomètres de la Ravine Saint-Martin



Conception: LALUBIE G. (2007)

A5- 2.2.3.3. L'évolution du dernier méandre aval de la Rivière Claire

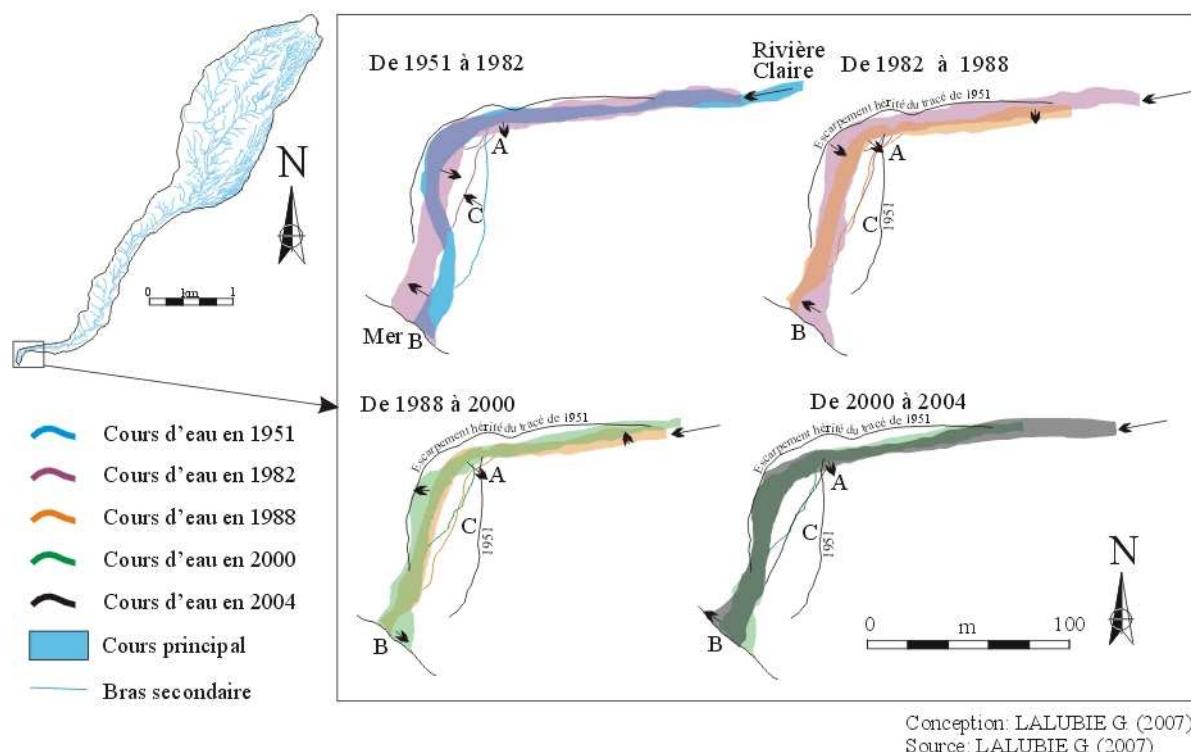
Nous avons également pu suivre dans le détail l'évolution du tracé de la dernière sinuosité aval de la Rivière Claire depuis 1951 (figure A5-19).

Durant toutes les périodes, on peut remarquer que la rive convexe du méandre se fait continuellement raboter (notée A). Cela a pour conséquences de faire débuter le méandre plus en amont et ainsi augmenter sa longueur. Cela rend aussi la courbure du méandre moins prononcée. Inversement, la rive convexe, formée d'un escarpement d'une dizaine de mètres de hauteur et protégée par son talus d'éboulis, n'a pas été modifiée suffisamment pour être notifiée. En aval du méandre, le cours d'eau est aussi devenu plus rectiligne, notamment entre 1951 et 1982. Cela nous est apparu comme un indice que les lahars sont devenus plus volumineux aux cours de ces trente dernières années (§ A7- 2.2.2, appendice 7). Ainsi, en rendant le méandre de moins en moins marqué et son cours plus rectiligne, le cours d'eau agit sur la forme de son lit de façon à favoriser les écoulements torrentiels et les lahars. Ce phénomène fut observé par LAVIGNE F. (2001) suite à des lahars volumineux sur les flancs du Merapi, en Indonésie.

On peut également remarquer que la position de l'exutoire du cours d'eau en mer divague le long de la côte (noté B sur la figure A5-19). L'amplitude de la divagation est de 35 m, pour un lit ne mesurant en moyenne qu'une quinzaine de mètres de largeur. Cette divagation naturelle reste entravée par le pont de la RD 10 qui se situe à moins d'une trentaine de mètres de la mer.

On peut faire une dernière remarque sur la position du bras secondaire shuntant le méandre (noté C sur la figure A5-19). Sur chaque cliché, il a une position différente. Il est donc souvent activé, mais les flux sont si chargés en matériaux que le bras secondaire n'arrive pas à se fixer. Cette divagation du bras secondaire reste tout de même confinée à l'intérieur des escarpements hérités du tracé de 1951.

Figure A5-19) Modification de tracé du dernier méandre de la Rivière Claire depuis 1951



A5- 2.2.4. Discussion sur l'outil

L'étude diachronique des photographies aériennes du plateau de la Coulée de la Rivière Blanche ne permet pas de suivre la totalité des phénomènes géomorphologiques qui s'y produisent. Elle ne permet de visionner avec précision, ni les petites rivières qui sont enfouies sous les fougères, ni le début de leur cours, ni leur tracé quand les rivières ne sont encore que des grosses rigoles (inférieures à 1 m). Elle n'est pas non plus adaptée pour déterminer la largeur des cours d'eau quand ils sont envahis de végétation ou quand ils sont trop étroits et donc cachés sous la végétation. Il est donc malaisé de suivre précisément l'évolution du réseau sur les dépôts pyroclastiques. En raison des ombres portées, il est aussi difficile de déterminer la base des escarpements bordant les cours d'eau quand ceux-ci ont une dénivellation importante. Il est alors délicat de positionner précisément le lit mineur, pour les grands cours d'eau drainant les bordures de la Coulée de la Rivière Blanche. Les photographies aériennes sont en revanche un outil très performant pour observer et mesurer le recul des escarpements des mouvements de terrain se produisant sur le dôme, car ils ne sont pas trop profonds. On peut aussi suivre assez précisément la formation du réseau hydrographique en leur sein. Dans certains cas précis, si le cours d'eau est assez large, mais pas trop enfoncé entre ses berges, et si la végétation n'a pas envahi son lit, il est alors possible de suivre précisément le tracé du lit mineur, avec notamment la forme et l'évolution des méandres, mais aussi l'écartement des escarpements qui le bordent. Les enseignements de ces cas précis sont parfois forts importants et riches d'enseignements.

A5- 2.3. Caractéristiques morphodynamiques des nouveaux cours d'eau

Les cours d'eau qui se sont formés exclusivement sur les dépôts pyroclastiques historiques ont un bassin versant de forme allongée (figure 58) dont les caractéristiques sont données dans le tableau A5-03. Les caractéristiques morphologiques n'ont pas été mesurées sur le réseau hydrographique que nous avons déterminé avec les photographies aériennes, mais sur la carte IGN grossie au 1/10 000, afin de pouvoir être comparées aux autres cours d'eau du massif de la Montagne Pelée (tableau A2-02 et A2-03, appendice 2). Dans le tableau A5-03 sont aussi données les moyennes des cours d'eau du massif de la Montagne Pelée et du flanc Caraïbe.

Tableau A5-03. Caractéristiques morphologiques des nouveaux cours d'eau
 de la Coulée de la Rivière Blanche

Cours d'eau	Ordre Strahler	Surface S (km ²)	Dénivelé spécifique D _{spéc} (km ⁻¹)	Ratio de relief RR	Indice Gravelius K _G	Densité de drainage DD (km ⁻¹)	Longueur moy. versant τ _v (km)	Pente moyenne à %	coefficients de sinuosité C _{sin}	Temps de concentration T _C (h)
Ravine Coudée	2	0,23	0,70	0,14	1,48	4,1	0,121	11,9	1,20	0,27
Ravine Falaise Rouge	2	0,76	0,63	0,15	2,17	5,7	0,087	12,7	1,05	0,41
Ravine Rivière Blanche	2	1,60	0,35	0,15	1,81	5,1	0,099	13,3	1,07	0,51
Ravine Nouvelle	3	0,32	1,11	0,22	1,70	6,8	0,073	24,7	1,09	0,21
Ravine Petite Martine	2	0,39	0,79	0,17	1,77	7,9	0,063	15,2	1,20	0,29
Moy. Coulée Riv. Blanche		0,66	0,72	0,17	1,79	5,9	0,089	15,6	1,12	0,34
Haute Rivière Claire	3	0,69	1,23	0,40	1,61	5,5	0,092	30,2	1,23	0,25
Rivière Chaude	2	0,37	2,11	0,54	1,49	8,0	0,062	54,6	1,08	0,15
Rivière Sèche	3	2,90	0,42	0,26	1,74	3,6	0,137	20,7	1,30	0,51
Ravine Saint-Martin	2	1,53	0,78	0,31	1,86	3,7	0,135	23,9	1,11	0,38
Moy. massif Pelée		3,77	0,30	0,18	1,71	4,9	0,100	13,7	1,20	0,65
Moy. Flanc Caraïbe		4,00	0,30	0,18	1,77	5,2	0,100	14,6	1,21	0,66

Conception : LALUBIE G. (2007)

Pour comparer ces valeurs, il faut garder à l'esprit que les nouveaux cours d'eau de la Coulée de la Rivière Blanche sont plus petits que les autres cours d'eau étudiés autour du massif.

Afin de spécifier les particularités des cours d'eau en formation, dont les bassins versants drainent exclusivement les dépôts historiques, nous avons aussi réalisé les mêmes calculs pour les cours d'eau voisins :

- la Rivière Chaude et la Ravine Saint-Martin, qui ne drainent pas exclusivement les dépôts historiques

- la haute Rivière Claire et de la Rivière Sèche (en amont de la confluence avec la Ravine Saint-Martin) dont les vallées n'ont pas été modifiées par les dernières éruptions.

Les surfaces des bassins versant sont comprises entre 0,2 et 1,6 km². Ils sont de taille très modeste. Ils ont un coefficient de Gravelius supérieur à la moyenne du massif de la Montagne Pelée (de 1,7), ce qui traduit la forme très allongée des bassins versants et un réseau hydrographique de la Coulée de la Rivière Blanche parallèle, confirmé par des coefficients de sinuosité inférieurs au reste du massif. Ceci explique aussi les valeurs de dénivellation spécifiques supérieures au reste du massif. En effet, malgré que les bassins versants ne débutent pas dès le sommet et qu'ils ne drainent que le plateau en pente douce, leur forme très allongée induit des surfaces réduites. Elles prennent donc le dessus par rapport aux dénivellations modestes. Ceci est confirmé par des ratios de relief compris entre 1,14 et 0,17 (excepté 0,22 pour la Ravine Nouvelle, laquelle draine une partie du talus d'éboulis pentu), inférieurs à la moyenne du massif. Les pentes moyennes des cours d'eau abondent aussi dans ce sens, car elles sont aussi relativement faibles, de 12 à 15 % (sauf 22 % pour la Ravine Nouvelle) par rapport aux autres cours d'eau de la Pelée (figure 49, § 5-2.2).

La densité de drainage est légèrement supérieure aux valeurs des autres cours d'eau du massif, malgré que nous ayons déterminé que le réseau n'était pas encore entièrement développé. Une fois encore, l'étroitesse des bassins versants explique ces valeurs. La longueur moyenne des versants est donc réduite, entre 60 et 120 m, même si cette notion ne veut pas dire grand chose dans le cas présent, car les versants n'ont pas une pente générale orientée vers le cours d'eau (versants perpendiculaires au lit), mais orientée vers la mer (versants plus ou moins parallèles au cours d'eau).

Le temps de concentration pour ces cours d'eau de longueur comprise entre 0,7 et 3,7 km est bien entendu très réduit. Avec la formule de Sogreah, utilisée pour les autres cours d'eau du massif (§ A2-1.4, appendice 2), nous avons des valeurs comprises entre 12 et 30 minutes. Il est à noter que le temps de concentration de la Rivière Chaude est seulement de 9 minutes. C'est ainsi que certains promeneurs, allant aux sources chaudes (à l'exutoire de la Rivière Chaude), ont déjà été surpris par des écoulements de crues lorsque la situation météorologique se dégradait.

APPENDICE 6

Description des lahars pendant les éruptions historiques de la Montagne Pelée

Au cours des éruptions historiques, des lahars se sont déclenchés dans les cours d'eau avec des intensités différentes selon les éruptions. Les premières victimes de l'éruption de 1902, environ cinq cents, furent emportées par les lahars précurseurs de l'effroyable explosion du 8 mai 1902.

Déjà, avant la première éruption phréatique de 1792, la Rivière Blanche était décrite avec une eau "*perpétuellement trouble, si sale et si limoneuse, [...] qu'un seul verre de cette eau "lasche" le ventre et purge[...]*" (P. du TERTRE, 1654, dans LACROIX A., 1904). Ceci traduit une contamination importante du cours d'eau par des eaux hydrothermales.

A6- 1. Les éruptions phréatiques de 1792 et 1851

L'éruption phréatique du 22 janvier 1792 a été notifiée dans le Journal des Mines de 1795 (LACROIX A., 1904) reprenant les indications fournies par DUPUGET. Ce texte indique que les différents "*cratères*" (en fait des trous dans le sol) se trouvaient au fond d'une vallée, dont le lieu n'est pas identifié aujourd'hui. De certains de ces trous, sortaient des eaux thermales, sulfureuses ou non, selon l'altitude dans la ravine. Il n'est pas fait mention de phénomènes particuliers dans le cours d'eau concerné, sinon qu'il y coulait des eaux sales. Cette éruption n'a pas été localisée précisément, mais elle fut sur le versant "*sous le vent*" et les sources thermales se trouvaient de part et d'autre d'un morne remarquable, qui est probablement le Morne Plumet. L'éruption s'est probablement déroulée dans la Rivière Claire, proche des actuelles sources thermales (appendice 10, § A10- 2).

L'éruption phréatique de 1851 se produisit dans la haute Rivière Claire. Dans la nuit du 5 au 6 août, à la suite de détonations, puis durant les deux mois suivants, la Rivière Blanche "*roulait des eaux noirâtres, entraînant [...] des matériaux détritiques*" (LACROIX A., 1904). La végétation fut détruite sur un diamètre de 900 m (LEPRIEUR *et al.*, 1852). Le 29 août 1851, LEPRIEUR *et al.* (1852) ont été témoin d'un petit paroxysme et ont observé, pendant celui-ci, le débit de la Rivière Claire (plus exactement l'affluent gauche de la haute Rivière Claire, appelé pour l'occasion "Ravine Bras 1851") "*décupler*" pour atteindre "*plus d'un mètre de hauteur*" et la ravine se transformer en "*bouillie gris-noirâtre*" qui "*roulait du rocher*". Ce torrent boueux a vu sa température augmenter jusqu'à 47 °C en fonction des "*déjections du cratère*". Comme en 1792, les eaux de la Rivière Claire salissaient celles de la Rivière Blanche jusqu'à la mer. Selon les mêmes observateurs, après qu'ils soient retournés sur les lieux en février 1852, après la plus forte explosion de l'éruption d'octobre 1851, autour du cratère, les arbres étaient maintenant arrachés et le sol profondément raviné. Des éboulements et des traces d'érosion avaient changé, par place, la topographie du cours d'eau (LACROIX A., 1904).

Plus grave, toujours selon ces observateurs (LEPRIEUR *et al.*, 1852), le mélange de boue et de blocs projetés avait provoqué un obstacle à l'écoulement, provoquant la formation d'un lac d'eau noirâtre de 100 à 120 m de diamètre, recouvrant les deux bouches éruptives supérieures d'où s'échappaient encore de la vapeur (LACROIX A., 1904). Lors de sa débâcle, un tel lac aurait pu créer une vague assez puissante pour être ravageuse. Il semble qu'elle ne se soit pas produite.

De retour sur les lieux en 2001, aucune trace de lac n'était visible et il est difficile d'imaginer une retenue de 100 m de diamètre dans une vallée si encaissée, ou alors il eût fallu que le barrage soit très haut. On observe toutefois un élargissement des gorges au lieu présumé des bouches, mais il ne dépasse pas 30 m de largeur. Il faut dire que depuis, la ravine a encore subi les nombreuses retombées aériennes de cendre et de blocs de 1902. Pendant l'éruption de 1929, la croissance du dôme aurait aussi déversé des matériaux grossiers dans le cours d'eau (ROMER M., 1936). Tous ces apports ont pu masquer les traces de l'éruption historique de 1851.

Le 4 septembre 1851, toujours ces mêmes observateurs ont pu remarquer au niveau de l'Etang Sec, la présence d'un lac "*d'eau à reflets bleuâtres [...] 5 fois plus grand*" que le lac des Palmistes, soit environ 20 000 m³ (LEPRIEUR *et al.*, 1852). Les guides de l'expédition avaient attribué ces eaux aux

précipitations particulièrement intenses de l'hivernage 1951. Peut-être étaient-elles plutôt dues à la montée du niveau piezométrique par la poussée du gradient de température au sein de l'édifice.

En conclusion, l'éruption phréatique de 1792 n'eut pas d'impact géomorphologique dans le cours d'eau concerné (sûrement la Rivière Claire). En 1851, l'éruption phréatique fut plus puissante. Des lahars de faible ampleur (1 m de hauteur) ont dévalé le cours amont de la Rivière Claire. On ne sait malheureusement pas jusqu'à quelle altitude les fronts de coulée se sont propagés. Le lac de 100 mètres de diamètre formé au niveau des bouches supérieures, s'il s'était vidé brutalement lors de la rupture du barrage, aurait aussi sûrement pu provoquer un lahar conséquent. L'impact géomorphologique fut donc assez important sur les lieux de l'éruption, mais fut, semble-t-il, insignifiant sur l'ensemble du bassin versant de la Rivière Blanche.

A6- 2. L'éruption de 1902-1905

Si les signes précurseurs ont débuté bien avant (figure 13, § 2-1.3), les premières manifestations de l'éruption dans les cours d'eau débutèrent par la modification de la saveur de l'eau dans la Rivière Blanche avant la première manifestation du 23 avril 1902. Cette rivière fut la première et la plus touchée par les lahars précédant l'explosion du 8 mai 1902. Mais la majorité des cours d'eau fut atteinte par le phénomène, que ce soit avant ou après le 8 mai 1902.

L'eau, qui a alimenté les lahars de la Pelée pendant l'éruption, pouvait avoir plusieurs origines (CHRETIEN S. 1983) :

- la condensation des vapeurs rejetées depuis le 24 avril ;
- la remontée et la vaporisation partielle des aquifères qui se déversent dans les cours d'eau par l'intermédiaire de sources plus ou moins provisoires, à partir du 25 avril 1902. Cette surchauffe des aquifères est à attribuer à la remontée du magma chaud dans l'édifice volcanique et à la déstabilisation du système hydrothermal profond. Ces apports d'eau souterraine ont surtout lieu en début d'éruption et sont généralement accompagnés d'explosions phréatiques ;
- la rupture du barrage du lac de cratère, le 5 mai 1902 dont les eaux se sont ruées dans la Rivière Blanche ;
- les précipitations tropicales de forte intensité pendant la nuit du 6 mai.

A6- 2.1. La Rivière Blanche

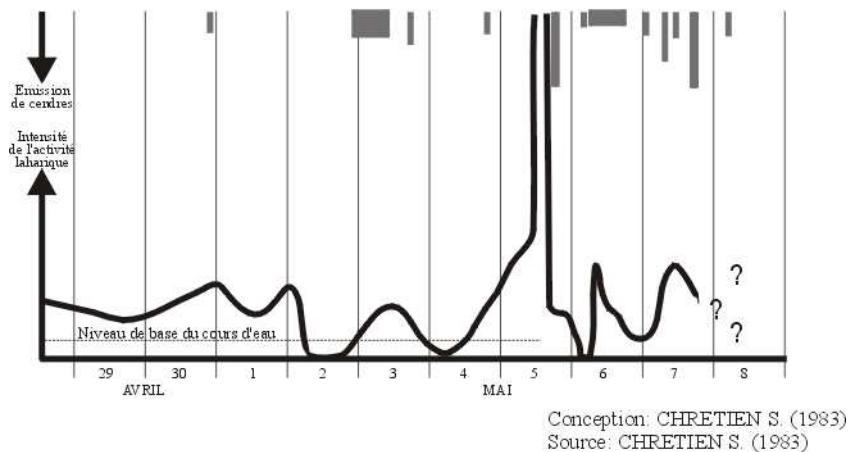
La Rivière blanche prenait sa source sous l'échancrure de la caldeira de l'Etang Sec et filait vers la mer en direction du sud-ouest. Elle coulait au fond d'une vallée encaissée par des escarpements rocheux verticaux. A environ 2 km de la côte, elle recevait deux affluents, la Rivière Claire à droite et la Ravine Saint Martin à gauche. A ce niveau, sa vallée s'élargissait et devenait moins profonde. La Rivière Blanche se terminait par un large cône de déjection avant le rivage. Au-dessus de la source, un seuil, en forme de hamac de 20 à 30 m de haut et aux parois minces, entre le Petit Bonhomme et la Grande Savane, faisait office de barrage à la caldeira de l'Etang Sec. Ce seuil était miné par deux ravins, alimentés par des eaux souterraines provenant de la caldeira, laquelle s'était remplie un peu avant le 26 avril 1902 (CHRETIEN S. 1983) et formait un lac de plus 500 000 m³ dès fin avril. Ces eaux, sortant à mi-pente entre le seuil et le fond de la vallée (figure 15, § 2-1.3 et figure 44, § 5-2.2), alimentaient la Rivière Blanche pour former les premiers lahars.

A6- 2.1.1. Des lahars dès le 23 avril 1902

En effet, dès le 23 avril et jusqu'au 5 mai 1902, la Rivière Blanche passait de l'assèchement à des crues boueuses (figure A6-01). Ces dernières étaient toujours plus importantes au cours du temps et menaçaient les habitations et le pont, sans qu'aucune corrélation avec les pluies ne soit établie. A partir du 4 mai, les coulées boueuses charriaient des blocs (LACROIX A., 1904). Au matin du 5 mai 1902, les flots "pâteux", charriant toutes sortes de matériaux, coupèrent la route. Ces flots étaient estimés à "5 fois le volume normal des grandes crues" et s'étaient "creusés un lit de 6 à 7 mètres de profondeur"

(dans CHRETIEN S., 1983). Les dépôts lahariaques gagnaient toujours un peu plus de terrain sur le delta quand vers midi trente...

Figure A6-01) L'activité lahariaque dans la Rivière Blanche avant le paroxysme du 8 mai 1902



A6- 2.1.2. Le lahar historique du 5 mai 1902

... trois lahars successifs empruntent la vallée de la Rivière Blanche (figure A6-02). Cette boue de cendre était chaude et transportait des blocs arrachés au lit et aux versants. Le premier avait une hauteur de 30 à 50 m pour une largeur de 150 m tant que la vallée était encaissée. Après la confluence avec ses deux affluents principaux, quand la vallée s'élargit, le front de la coulée avait plus de 250 m de large pour des hauteurs comprises entre 10 et 40 m selon l'endroit (CHRETIEN S., 1983). A ce moment, la masse de boue fumante se déplaçait à environ 120 km.h^{-1} et semblait tout engloutir sur son passage, sautant par-dessus les reliefs sans vraiment se soucier de suivre le cours de la Rivière Blanche. S'agissant des constructions côtières, la masse balaya ou engloutit tout, en ne laissant dépasser que la cheminée de l'usine GUERIN (planche photographique A6-01). Les lahars firent 23 victimes. La troisième coulée, sans doute la plus volumineuse, fit reculer la mer et provoqua un petit raz de marée observé jusqu'à Saint-Pierre. Les vagues ne dépassaient pas quelques mètres (LACROIX A., 1904), l'équivalent d'une houle cyclonique modérée. Les dépôts lahariaques avaient créé une avancée sur la mer de 30 m qui se fit rapidement grignoter par les vagues. Après le phénomène, le seuil du lac avait disparu, laissant place à une échancrure en V. Dans l'après midi du 5 mai et ce jusqu'au 8 mai, les lahars diminuaient en volume, mais se succédaient toujours (CHRETIEN S., 1983). Les trois lahars phénoménaux du 5 mai prirent naissance par la concordance de la vidange brutale du lac et de la dénivellation (d'environ 700 m) de l'abrupt séparant le lac et le fond de la Rivière Blanche. Les masses d'eau, mélangées aux cendres fraîchement tombées (du 3 mai), avaient dû acquérir une énergie considérable, permettant d'arracher les matériaux du lit et des versants, et d'atteindre ces vitesses infernales (120 km.h^{-1}).

L'énigme subsiste quant à l'origine de la vidange de lac.

1) Est-ce une rupture progressive du seuil, par les secousses explosives des éruptions phréatiques, sous la pression de l'eau du lac, par l'érosion des deux exutoires de sa base, ou par les altérations hydrothermales, ce qui expliquerait l'augmentation constante du débit de la Rivière Blanche avant le phénomène, comme le pense CHRETIEN S (1983)?

2) Est-ce par "des explosions formidables" qui auraient expulsé "le contenu du fond de la cuvette", comme le prétend LACROIX A. (1904)?

Un élément est relaté dans la thèse de CHRETIEN S. (1983). Les trois vagues étaient séparées de "quelques minutes", or chaque vague ne mettait guère plus de temps pour arriver à la mer si sa vitesse était de 120 km.h^{-1} (3 minutes pour les 6 km). Dans la première version, le seuil se serait donc brisé en trois fois, et à chaque fois un peu plus bas que la précédente, afin de vider le lac en trois étapes. (La troisième devant être la plus importante car le volume diminue quand le niveau du lac baisse). Selon

l'hypothèse de LACROIX A., il aurait donc fallu trois explosions pour vidanger à chaque fois une partie du lac. Cette seconde hypothèse semble donc *a priori* moins valable.

Nous sommes tombés sur la photocopie d'un texte, malheureusement sans aucune référence (peut-être un simple roman?), relatant aussi un gigantesque "*mur de boue de trente mètres de hauteur s'élève dans le ciel*" suivi par "*une éruption d'eau bouillante qui dévala en cascade le long de la montagne*", elle-même suivie par un "*torrent d'eau mêlée de rochers et de terre qui rasa tout ce qui restait*". Cet extrait (qui n'est peut-être qu'une fiction imaginée par un auteur à la suite de la lecture des récits d'époques ou scientifiques) ne paraît pas comporter d'absurdités, si ce n'est un nombre exagéré de morts (159). Ce récit a le mérite de faire intervenir les deux hypothèses à la fois :

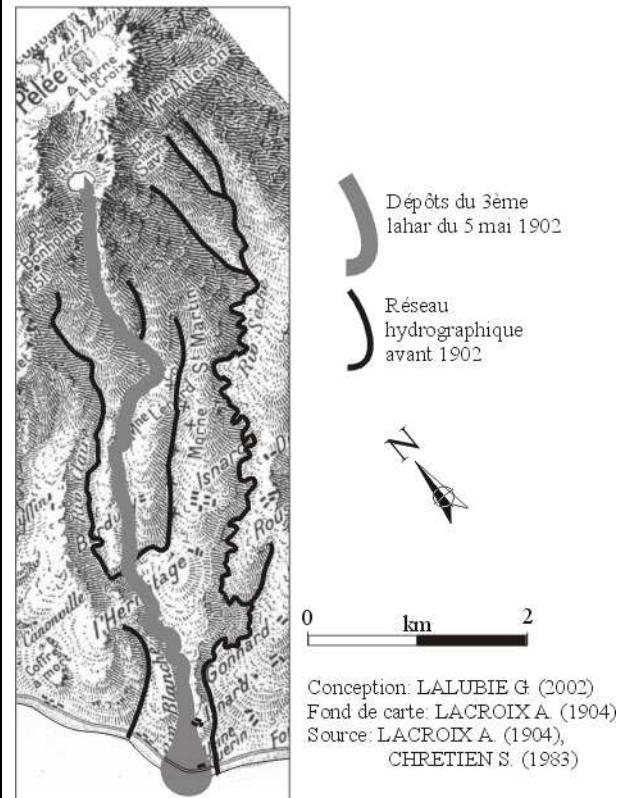
- premièrement, deux explosions ("*mur de boue de trente mètres de hauteur*" et "*une éruption d'eau bouillante*") donnant le caractère instantané de la première vague. Ces deux explosions ruinèrent et érodèrent le seuil du lac de cratère ;

- et peu de temps après, la rupture du seuil qui libéra la majorité des eaux du lac pour former la troisième bouffée, la plus volumineuse, et repoussant par là même le front de mer.

Retrouver les références de l'extrait cité pourrait peut-être résoudre cette énigme. Ces explosions explosives expliqueraient les "*deux bras*" des lahars en contrebas du cratère, observés par M. LANDRE (cité dans LACROIX A., 1904) : le bras de projection et le bras gravitaire.

En conclusion, avant le 5 mai, les lahars ont pour origine la vidange partielle du lac par les deux exutoires du seuil. Le 5 mai à 12 h 30, le lac se vidange par expulsions explosives de l'eau ou par rupture du seuil (ou encore l'une après l'autre).

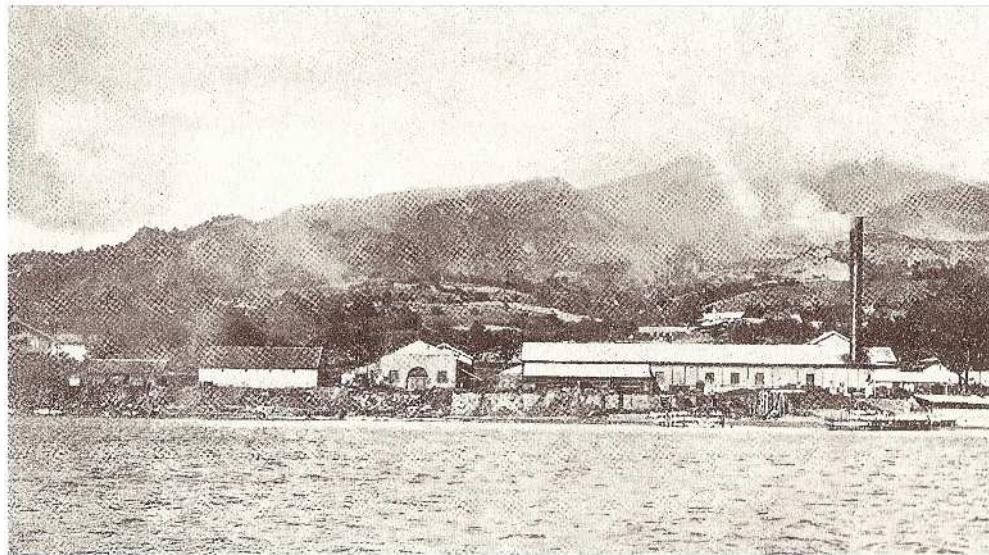
Figure A6-02) Dépôts des lahars consécutifs à la vidange du lac de cratère le 5 mai 1902 dans la vallée de la Rivière Blanche



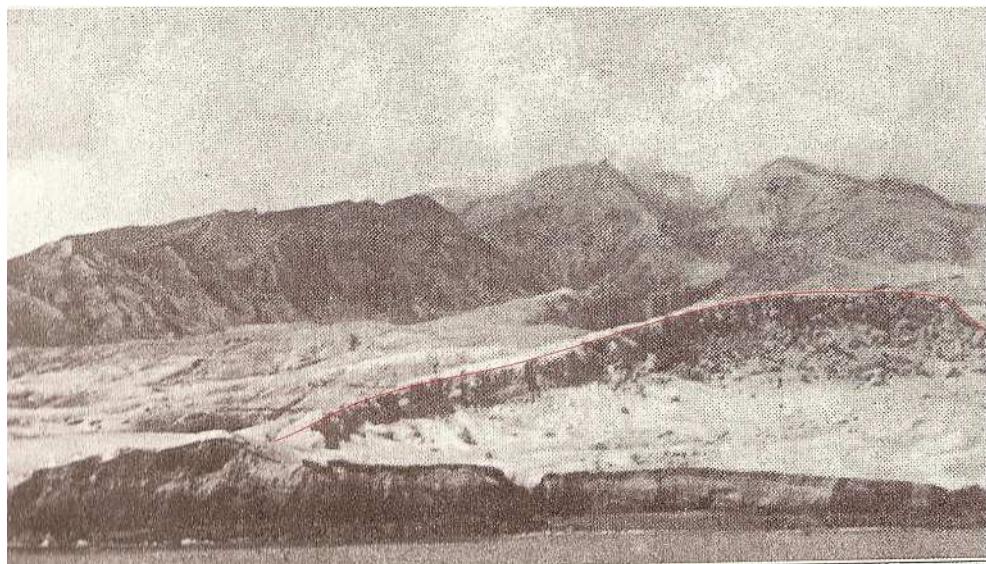
A6- 2.1.3. Les lahars ultérieurs plus modestes, entre le 5 et le 8 mai 1902

Après le 5 mai et jusqu'au 8 mai (figure A6-01), d'autres lahars chauds, plus modestes, continuent à se succéder dans la Rivière Blanche. CHRETIEN S. (1983) a même remarqué que les plus intenses activités lahariques se produisaient environ 5 à 7 heures avant de grosses émissions de cendres, consécutives à de fortes explosions. Ces constatations impliquent, comme le relate les récits historiques (CHRETIEN S 1983), que le lac continue à se vidanger par expulsion lors des explosions, mais que la capacité de stockage de l'eau est réduite, à cause de l'échancrure en V qui remplace désormais le seuil. L'auteur note aussi le délai séparant les épisodes lahariques intenses, entre 20 et 30 heures, qu'elle assimile au temps nécessaire pour le remplissage du lac. En outre, certains lahars devaient certainement avoir une origine strictement liée aux précipitations, lesquelles érodaient les retombées aériennes et remobilisaient les dépôts lahariques.

Planche photographique A6-01) Le comblement de la vallée
de la Rivière Blanche, par les lahars du 5 mai 1902



La vallée de la Rivière Blanche et l'usine Guérin avant l'éruption,
(photographie: Dr de Lavigne Sainte-Suzanne, dans LACROIX A. 1904)



La vallée de la Rivière Blanche et l'emplacement de l'usine Guérin, en juillet 1902,
après les lahars du 5 mai 1902 (à droite au premier plan) et les premières nuées ardentes
(Photographie: Lacroix A. 1902, dans LACROIX A. 1904)

A6- 2.1.4. Les lahars suivant le 8 mai 1902

Après le 8 mai 1902, alors que les nuées ardentes se ruaiient dans la vallée de la Rivière Blanche, pendant toute l'éruption, la lutte entre les apports pyroclastiques et leur érosion simultanée était continue. Dans la vallée de la Rivière Blanche quand les pluies étaient violentes, les lahars charriaient dans le cours d'eau les matériaux apportés par les nuées ardentes. Si les précipitations restaient modestes, les eaux de ruissellement n'emportaient dans le lit que les matériaux fins laissant sur place des dépôts constitués uniquement de gros blocs (LACROIX A., 1904). Les coulées boueuses résultantes de ce lessivage modeste n'arrivaient généralement pas jusqu'à la mer. Il était difficile d'estimer l'impact des lahars dans cette vallée car la topographie du terrain était trop remaniée pour les identifier avec certitude (LACROIX A., 1904).

A6- 2.2. Les autres cours d'eau touchés

Entre 1902 et 1905, les cours d'eau de la Montagne Pelée n'ont pas tous eu à subir le même impact des éruptions successives. Seuls ceux prenant leur source sous le sommet du volcan (Grande Rivière, Rivière Macouba, Rivière Basse Pointe et Rivière Falaise) et tous ceux situés sur le flanc Caraïbe (de la Rivière de l'Anse Céron à la Rivière Roxelane), ont été affectés remarquablement. Les autres, prenant leur source à une altitude inférieure à 900 m sur le versant "au vent", ont simplement vu leurs eaux se salir par les cendres retombées en faible quantité sur leurs versants.

A l'exception de la Rivière Blanche, les premières manifestations hydrologiques anormales furent constatées dès le 3 mai 1902 par le tarissement des sources de la commune du Prêcheur (LACROIX A., 1904). Les lahars qui se produisirent dans les cours d'eau commencèrent dès les pluies importantes du 6 mai 1902 et redoublèrent d'intensité pendant les pluies orageuses de la nuit du 7 au 8 mai (CHRETIEN S. 1983). Durant ces heures, les eaux de pluie purent mobiliser les cendres volcaniques, tombées à partir du 3 mai et accumulées depuis au sommet du volcan.

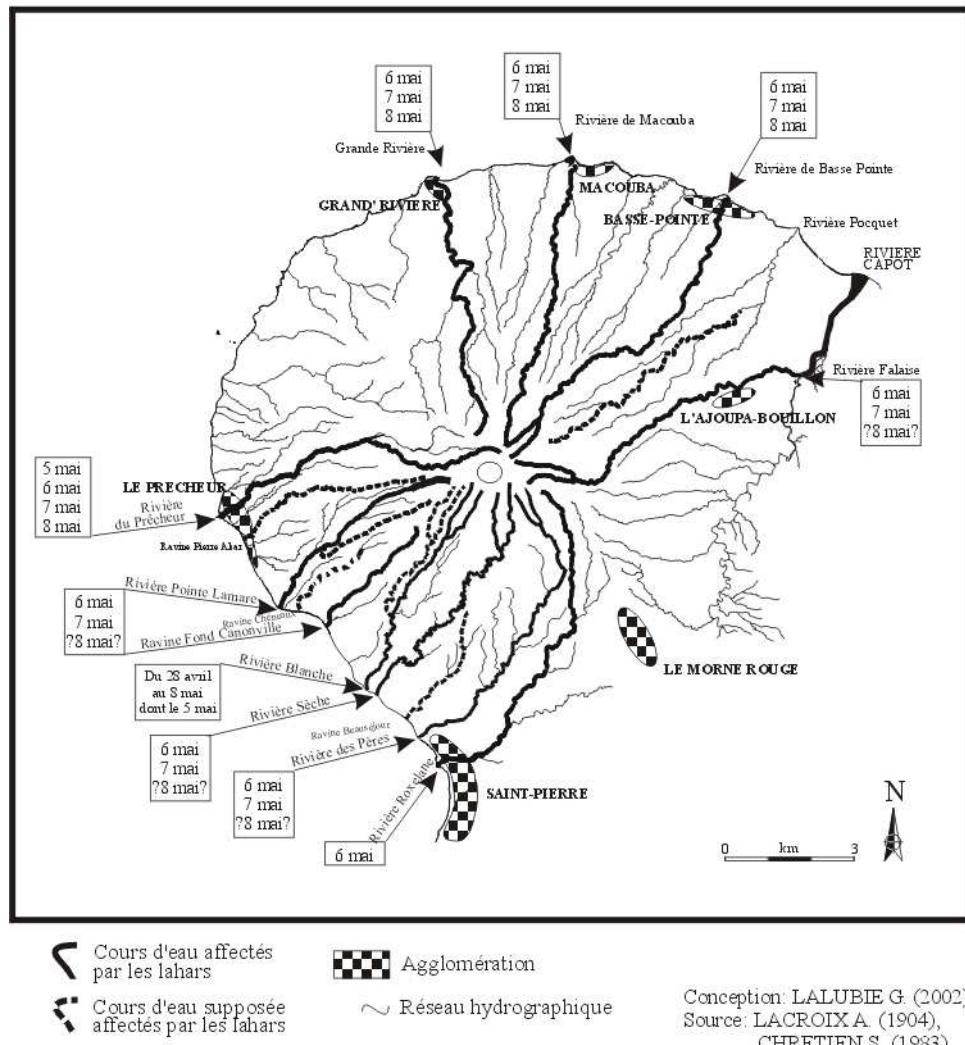
Les premiers lahars, dans les rivières de la Pelée (figure A6-03), excepté la Rivière Blanche (le 6 mai), furent tout d'abord des eaux boueuses (mélange d'eau et de cendre). Puis soudainement, ils se mirent à charrier des arbres, des touffes de bambous et des roches de dimensions métriques. Dans la nuit du 6 et toute la journée du 7, les lahars se succédèrent et, selon des témoignages sur la Rivière de Basse-Pointe (CHRETIEN S., 1983), ils se "*produisaient subitement et étaient de courte durée*" (six le 6 mai et cinq en deux heures le 7 mai). Ils ne furent pas jugés en relation avec les précipitations, toujours selon ces témoignages.

Le 8 mai vers 4 heures du matin de colossaux lahars, de plusieurs mètres de haut, dévastèrent les quartiers riverains des bourgs du Prêcheur, de Grand-Rivière, de Macouba et de Basse-Pointe. Les ponts, les cultures, les animaux domestiques et des centaines de logements furent ensevelis. Au Prêcheur, entre 400 à 500 victimes périrent (planche photographique A6-02).

Des quartiers, entre Saint Pierre et le Prêcheur (Ex-Voto, Fond Coré et Saint Philomène) furent aussi menacés par les lahars et les ponts furent ensevelis ou détruits dès le 7 mai. Dans l'ouvrage de LACROIX A. (1904), il indique encore que les quartiers sud du bourg du Prêcheur auraient aussi été touchés dès avant le paroxysme du 8 mai 1902. Dans ce cas, la Ravine Pierre Akar, la Ravine Chéneaux et la Ravine Beauséjour ont aussi probablement subi des lahars pré-paroxysmique. Sur le flanc Caraïbe, selon les descriptions d'époque, les lahars laissèrent des dépôts de plusieurs mètres, mais surtout rongèrent les berges et élargirent les lits dans les basses vallées, là où les versants abrupts s'écartent. Aucun témoignage d'époque (et pour cause ! tous les témoins avaient d'autres préoccupations plus urgentes, plus dramatiques et ils disparurent tous à 8 heures...) ne décrit précisément les lahars qui survinrent dans les cours d'eau du flanc Caraïbe dans la nuit du 7 au 8 mai. Il est fort probable que, comme pour la Rivière du Prêcheur, ces cours d'eau aient subi les lahars les plus violents avant l'explosion cataclysmique...

La Rivière Roxelane semble n'avoir été touchée que par des lahars pauvres en blocs et en débris végétaux. Le pont la traversant ne fut pas détruit pendant l'éruption ; il est d'ailleurs toujours debout.

Figure A6-03) Les cours d'eau affectés par les lahars avant le paroxysme du 8 mai 1902



Après le 8 mai, les retombées aériennes et les dépôts pyroclastiques furent facilement mobilisés par les pluies tropicales, sur les pentes raides et nues des têtes des bassins versants. Au fond de la vallée, les eaux de pluies chargées de matériaux volcaniques se transformèrent en lahars (figure 43, § 5-2.1). Il s'en produisit plusieurs par mois. Par exemple, le 17 juin 1902 à la Rivière de Basse-Pointe (LACROIX A. 1904), un lahar, dont le front mesurait "5 mètres de hauteur" et déplaçait "une colonne d'air" dans la vallée, accentua encore la destruction du bourg de Basse-Pointe (planche photographique 06). Tous les cours d'eau "sous le vent", entre le Prêcheur et Saint Pierre dont les versants étaient nus et recevaient énormément de retombées aériennes, étaient sujets à d'intenses épisodes d'érosion se traduisant par de nombreux lahars plus ou moins chauds (planche photographique A6-03). Après l'éruption du 30 août 1902, les cours d'eau du flanc Caraïbe, mais à l'extérieur de la vallée de la Rivière Blanche, continuèrent de subir des lahars, mais plus pauvres en matériaux de grosse dimension (LACROIX A., 1904). Pour les cours d'eau du reste du massif, les lahars semblent s'être atténués quelques temps après l'éruption du 30 août 1902.

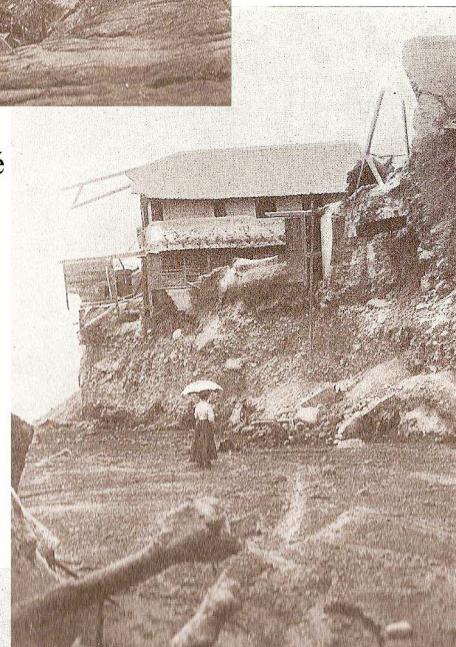
En résumé, durant les premiers mois de l'éruption de 1902, les lahars se succédèrent dans les principaux cours d'eau tout autour de la Pelée. Ils élargirent et exhaussèrent leur lit. Les dépôts lahariques envahirent les rues des bourgs. En octobre 1902, les photographies d'Alfred LACROIX montrent des dépôts estimables à une dizaine de mètres de hauteur par rapport au niveau initial (supposé) de la rivière. De 1903 à 1905, les plus gros lahars se produisirent dans les cours d'eau du flanc Caraïbe. La Rivière Sèche, la Rivière Blanche, la nouvelle Rivière Claire, et la Rivière de Prêcheur furent les plus affectées.

Planche photographique A6-02) Les destructions du bourg du Prêcheur
par les lahars de 1902

A) Ravine creusée à travers le bourg du Prêcheur,
en novembre 1902, détruisant les habitations



B) Les coulées ont raviné
le bourg du Prêcheur
détruisant les habitations



C) Ecroulement de l'église
du Prêcheur dans une ravine
récente, en novembre 1902



Photographies: LACROIX A. (1902)
dans: LACROIX A. (1904)

Planche photographique A6-03) Des exemples de cours d'eau affectés par les lahars de 1902

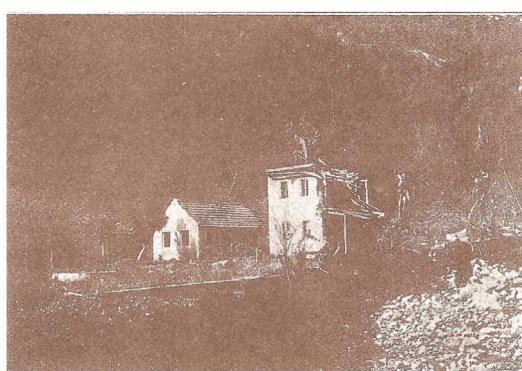
A) Ensevelissement partiel du bourg de Grand' Rivière, par les lahars en mai 1902



B) Matériaux de l'éruption, accumulés dans la haute Rivière Falaise, en voie d'érosion par le torrent



C) Maison, entre Saint-Pierre et le Morne Rouge, épargnée par les nuées ardentes, mais en partie emportée par le débordement de la Rivière Roxelane



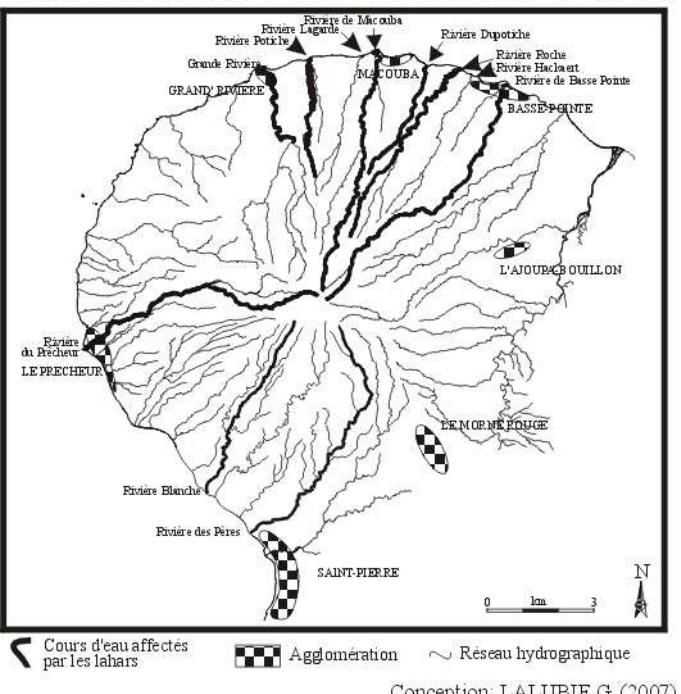
D) Le cours aval de la Rivière Roxelane en juillet 1902



Photographies: LACROIX A. (1902)
dans: LACROIX A. (1904)

Remarque : Une carte établie par STIELTJES L. et WESTERCAMP D. (1978), concernant les lahars de l'éruption 1902 (figure A6-04), est souvent reprise dans les ouvrages et les rapports concernant la Montagne Pelée. Il apparaît nettement que certains cours d'eau du flanc Caraïbe sont omis, alors que leurs manifestations lahariques semblent indéniables selon LACROIX A (1904, p. 436). A l'inverse, la Rivière Roche et la Rivière Dupotiche sont indiquées comme cours d'eau ayant subi des lahars, alors qu'elles prennent leur source respectivement à 650 m d'altitude (à 2 km du cratère) et à 350 m d'altitude (à 4 km du cratère) et qu'elles sont situées "au vent"! Il semble tout aussi difficilement compréhensible que d'autres cours d'eau similaires et proches (Rivière Lagarde et Rivière Hackaert) ne furent pas touchés par des lahars. Cette carte (figure A6-04), bien que généralement et indiscutablement reprise dans presque tous les ouvrages scientifiques, ne reprend guère scrupuleusement en compte les témoignages d'époques recueillis (LACROIX A. 1904 et CHRETIEN S. 1983).

Figure A6-04) Les cours d'eau affectés par les lahars de mai à octobre 1902 selon STIELTJES L. et WESTERCAMP D. (1978)



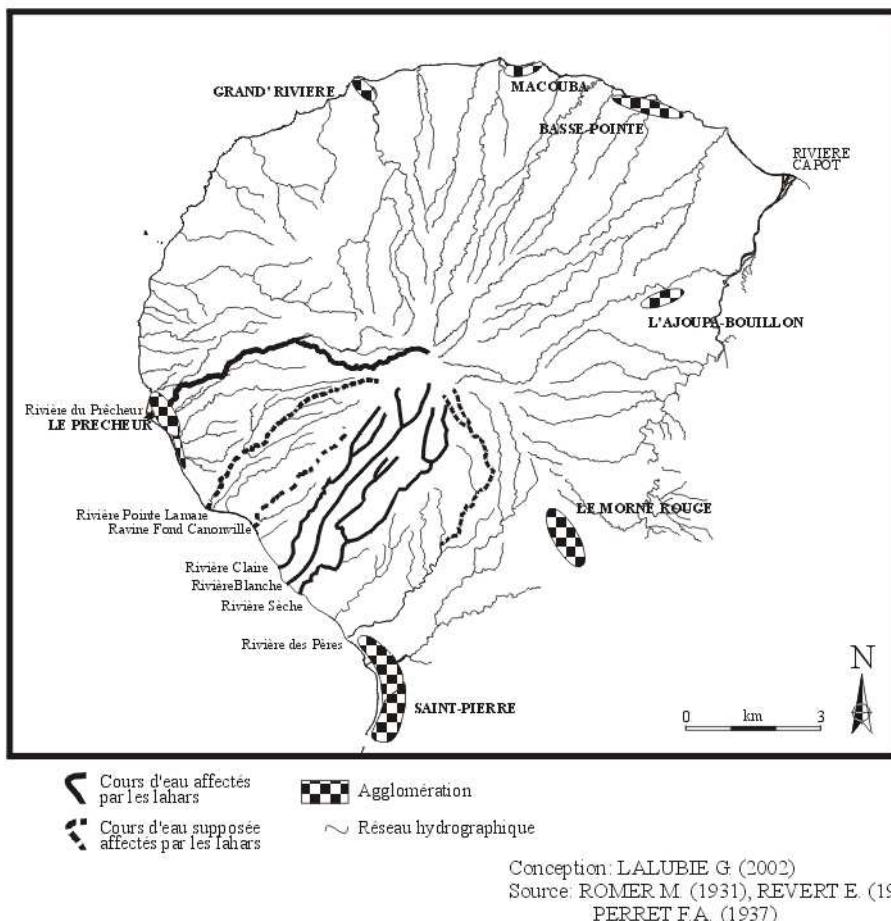
Conception: LALUBIE G (2007)
Source STIELTJES L. et al. (1978)

A6- 3. L'éruption de 1929-1932

L'éruption de 1929-1932 ressembla en bien des points à celle de 1902, à l'exception, heureusement, de l'absence d'explosion paroxysmale détruisant de grandes étendues. Les nuées ardentes et leurs souffles associés sont restés cantonnés dans la Coulée de la Rivière Blanche, concernant le volcanisme de la Pelée). Les descriptions des phénomènes intervenus dans les cours d'eau sont beaucoup moins détaillées que pour l'éruption de 1902. C'est surtout l'évolution des projections et de la croissance du dôme qui nous a permis de supposer et d'estimer les cours d'eau atteints par des lahars.

Les premières coulées boueuses apparurent après les premières retombées aériennes produites par les explosions phréatiques (ROMER M., 1936), qui débutèrent la mi-septembre 1929. Elles se cantonnèrent surtout dans la Rivière Blanche et la Ravine Saint-Martin (débouchant dans la Rivière Sèche) et, sûrement en moindre ampleur, dans la Rivière Claire et la haute Rivière Sèche (figure A6-05). A partir de fin novembre 1929, les dépôts pyroclastiques s'accumulèrent dans la vallée de la Rivière Blanche, la vallée de la Ravine Saint-Martin et la basse vallée de la Rivière Claire (figure A6-06 A et B). Les lahars devaient rouler les gros blocs apportés par les nuées ardentes et avoir un impact destructeur important. En 1932, le dôme toujours en pleine croissance commença à déborder des rebords ouest et sud de la caldeira (figure A6-06) et les écroulements du dôme atteignirent ainsi la haute vallée de la Rivière Claire et la haute vallée de la Rivière Sèche (peut-être même en moins grande mesure la haute vallée de la Rivière des Pères). Des lahars de granulométries plus grossières purent même sévir dans ces cours d'eau en fin d'éruption. Des coulées boueuses se seraient produites aussi dans la Rivière du Précheur (BOULOC J. 1981).

Figure A6-05) Les cours d'eau affectés par les lahars de l'éruption de 1929

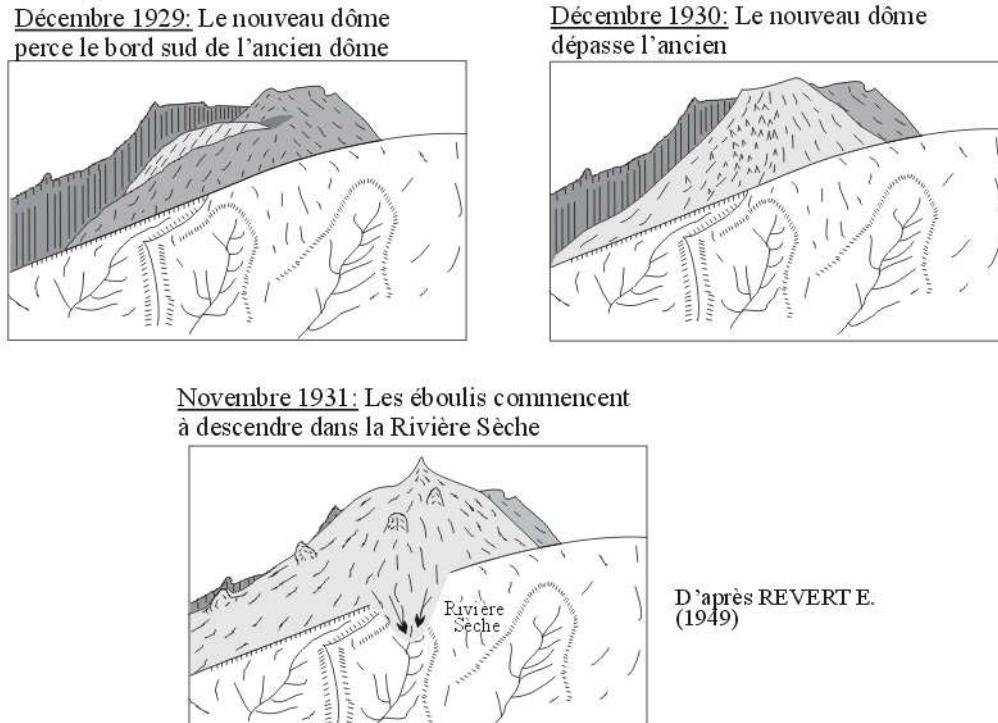


Malheureusement, les phénomènes lahariques et leurs conséquences n'ont jamais été décrits avec précision. Pourtant, les dépôts pyroclastiques étant de même ampleur que ceux de 1902, il est probable que les lahars eurent la même intensité. La Rivière Claire et la Rivière Sèche connurent certainement des lahars imposants pour évacuer les matériaux déposés par les nuées. Leurs impacts géomorphologiques ont dû être aussi spectaculaires, mais ils restent masqués par les contrecoups des coulées pyroclastiques.

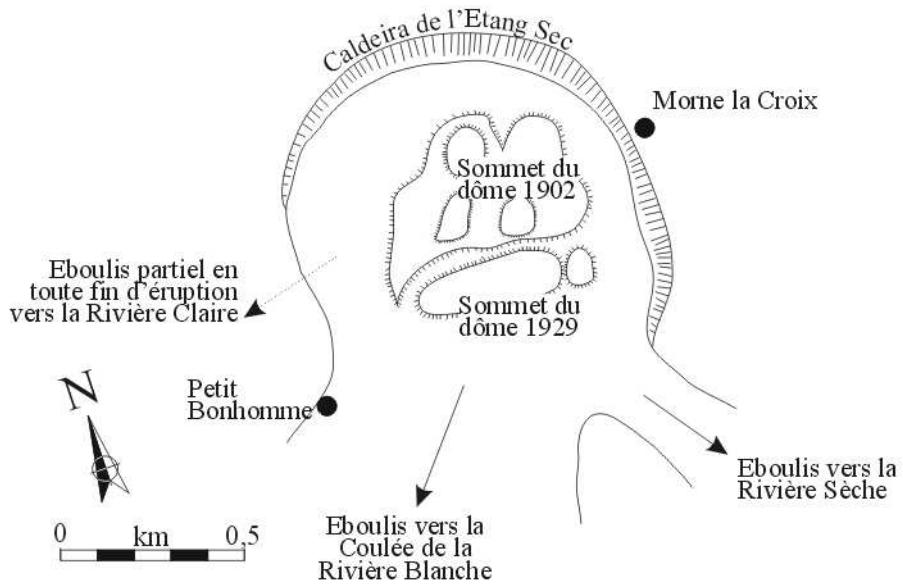
Les coulées pyroclastiques ont obstrué le cours de la Rivière Claire pour former un lac aux dimensions importantes (appendice 5, § A5- 1.6.4). Sa vidange aurait pu provoquer un lahar exceptionnel, un peu à l'image de celui qui s'est produit le 5 mai 1902 dans la Rivière Blanche. Il aurait aussi sûrement pu engendrer un petit raz de marée.

Figure A6-06) La croissance du dôme de 1929

A) Représentation du sommet de la Montagne Pelée, vue de l'Observatoire du Morne des Cadets



B) Représentation du sommet de la Montagne Pelée en 1932, vu de haut



Conception: LALUBIE G (2002)
Sources: REVERT E (1949), ROMER M (1936)

APPENDICE 7

Les lahars non éruptifs contemporains de la Montagne Pelée

Aujourd'hui encore, des lahars sévissent dans les cours d'eau du flanc Caraïbe de la Pelée. Leurs conséquences n'ont, pour l'instant, pas été dramatiques en vie humaine, mais les ponts peuvent être détruits. Les lahars contemporains concernent la Rivière du Prêcheur, la Rivière Claire et la Rivière Sèche.

A7- 1. La Rivière du Prêcheur

La Rivière du Prêcheur est le cours d'eau qui pose le plus de problèmes actuellement en terme de lahars. Ils y sont fréquents, et surtout menacent une partie du bourg du Prêcheur, installé sur le cône de déjection, de part et d'autre de l'embouchure. Ce cours d'eau est donc équipé d'une station de surveillance, afin d'alerter la population du bourg de l'arrivée des coulées.

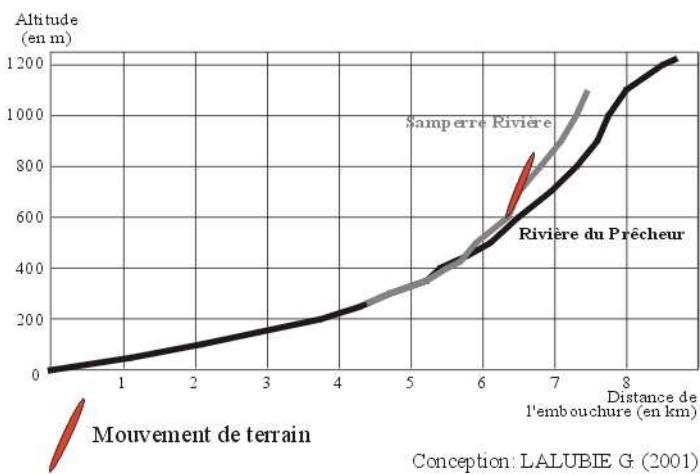
A7- 1.1. Description du cours d'eau

La Rivière du Prêcheur prend sa source au sommet de la Montagne Pelée. Le bassin versant a une superficie de 6,14 km².

En tête du bassin versant, le réseau hydrographique est très ramifié, mais tous ses affluents se rejoignent dans deux vallées principales et alimentent :

- la Rivière Samperre (au nord) qui prend sa source sur le Piton Marcel et dans des anciens dépôts pyroclastiques, accumulés entre le cratère du volcan et le Piton Marcel ;
- la Rivière de Prêcheur (au sud) prenant sa source dans la caldeira du Morne Macouba vers 1200 m d'altitude.

Figure A7-01) Profil en long des deux principaux cours d'eau du bassin versant de la Rivière du Prêcheur



Ces deux bras se rencontrent vers 260 m d'altitude (figure A7-01) pour former un cours d'eau au lit mineur imposant pour le débit apparent, aux alentours de 200 L.s⁻¹ en écoulement normal. Le profil en long des deux cours d'eau principaux est normalement concave. En amont, les pentes sont supérieures à 30 %. A l'aval, la pente faiblit jusqu'à 4% et le torrent devient à lit mobile.

En amont de la Rivière Samperre, un imposant mouvement de terrain est responsable de la formation des lahars récurrents dans ce cours d'eau.

Les terrains traversés par le cours d'eau en amont du bassin versant sont essentiellement des coulées massives ou bréchifiées appartenant à l'édifice ancien du volcan (WESTERCAMP D. *et al.*, 1990), c'est-à-dire très indurées. Or, on peut se rendre compte que le grand mouvement de terrain responsable des lahars provient de ces formations volcaniques. En observant ce mouvement de terrain à la jumelle, les dépôts volcaniques semblent être des dépôts pyroclastiques et ponceux altérés, mais surtout pas des dépôts indurés de l'édifice ancien. Plus en aval, les dépôts sont des coulées pyroclastiques, rattachées par WESTERCAMP D. *et al.* (1990) à l'édifice intermédiaire, et des coulées massives ou des bréchiques appartenant au volcanisme du Conil, aussi bien en rive droite qu'en rive gauche. Une fois encore, il paraît curieux de rencontrer des matériaux du Conil en rive gauche, si, comme le prétend LE FRIANT A. (2001), nous nous trouvons à l'intérieur de la première caldeira d'avalanche. On peut plutôt supposer qu'il s'agit en fait de matériaux de l'édifice ancien, remaniés justement lors de la déstabilisation du flanc. Enfin, sur le dernier tiers aval du bassin versant, les dépôts pyroclastiques sont estimés par WESTERCAMP D. *et al.* (1990) à l'édifice intermédiaire de la Pelée. Ils sont constitués de nuées ardentes. Des coulées de ponce de l'éruption P1 (éruption très récente, 650 B.P.) et de retombées pliniennes sont aussi présentes. Les affleurements au fond de la vallée, proches du cours d'eau, sont généralement assez anciens pour être indurés. Les dépôts sont assez cohérents dans l'ensemble même si certains pans de parois ne résistent guère, à leur base, à l'abrasion par les eaux courantes.

Hydrologiquement, le cours d'eau a la particularité d'avoir un débit décroissant vers l'aval en dehors des épisodes pluvieux particulièrement intenses. Cette particularité provient de la concordance de deux phénomènes :

- les précipitations affichent un important gradient le long du bassin versant, avec près de 8 m de précipitations au sommet du bassin versant, mais seulement 1,5 m près de l'embouchure (figure 18);
- les eaux du torrent s'infiltrent dans les alluvions poreux et épais (le substratum n'y affleure jamais).

Lors des fortes précipitations, les crues deviennent puissantes. Le débit des crues cycloniques peut dépasser $150 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Pour Cindy, MEUNIER M. (1999) calcule, avec le modèle déterministe GR2 (appendice 2, § A2- 3.4.3), un débit de pointe de $220 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

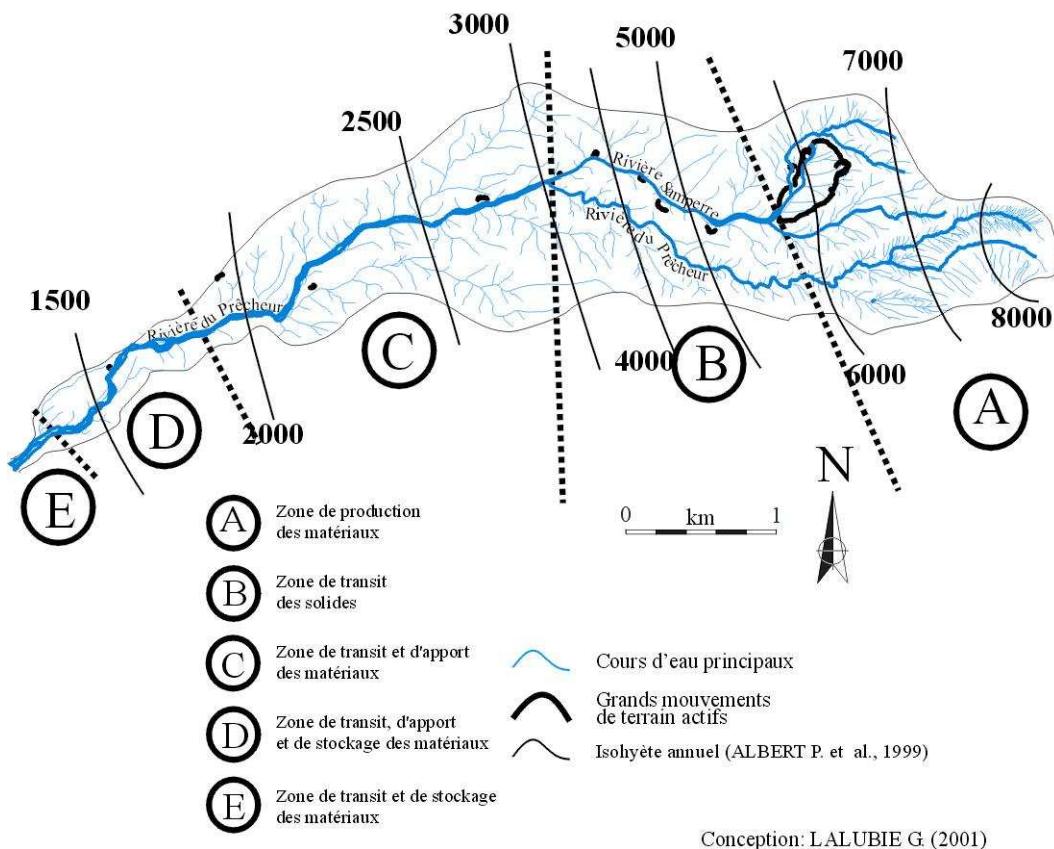
Les caractéristiques hydro-géomorphologiques de la Rivière du Prêcheur sont variables en fonction du profil en long du cours d'eau (figure A7-02). Cinq secteurs peuvent être différenciés.

A) Le cours d'eau débute par des rigoles au fond de bassins de réception en forme d'entonnoir. Ces ravines ont des pentes moyennes de 30 %. Très rapidement, elles se rejoignent pour former les deux cours d'eau principaux. En crue, ces ravines affouillent leur lit et leurs berges. Elles sont une source en matériaux du bassin versant. L'autre source de matériaux provient du très grand déséquilibre de dépôts volcaniques qui affecte la tête du bassin versant de la rivière Samperre. Il est responsable d'apports considérables, mais discontinus, de matériaux solides au cours d'eau.

B) Les deux cours d'eau principaux coulent au milieu de gorges tapissées d'une végétation touffue, mais de taille modeste. Les gorges sont particulièrement étroites (moins de 2 m de largeur par endroit) et ne présentent que peu de traces d'activité géomorphologique. Elles sont creusées dans des dépôts, attribuables à l'édifice moyen, où l'induration a déjà été amorcée, et à ceux du Conil très cohérents. L'observation des photographies aériennes montre quand même quelques apports de matériaux par des mouvements de terrain au niveau des escarpements rocheux bordant les cours d'eau. Entre 600 m d'altitude et la confluence des deux bras principaux, la pente est de 17 % et ce tronçon correspond à une zone de transit des matériaux mobilisés en tête de bassin versant. On rencontre tout au long du lit des blocs plurimétriques.

C) Ce n'est qu'après la confluence de la Rivière du Prêcheur avec la Rivière Samperre (260 m d'altitude) que les escarpements rocheux bordant le cours d'eau s'élargissent. Les dépôts creusés par le cours d'eau sont constitués de dépôts de nuées ardentes et de coulées de pences récentes, donc sans aucune cohésion, et montrant des traces d'activité d'érosion importantes. Les traces d'incisions verticales dans le lit, comme d'incisions latérales dans les berges, sont nombreuses.

Figure A7-02) Fourniture en matériaux solides pour les deux cours d'eau principaux



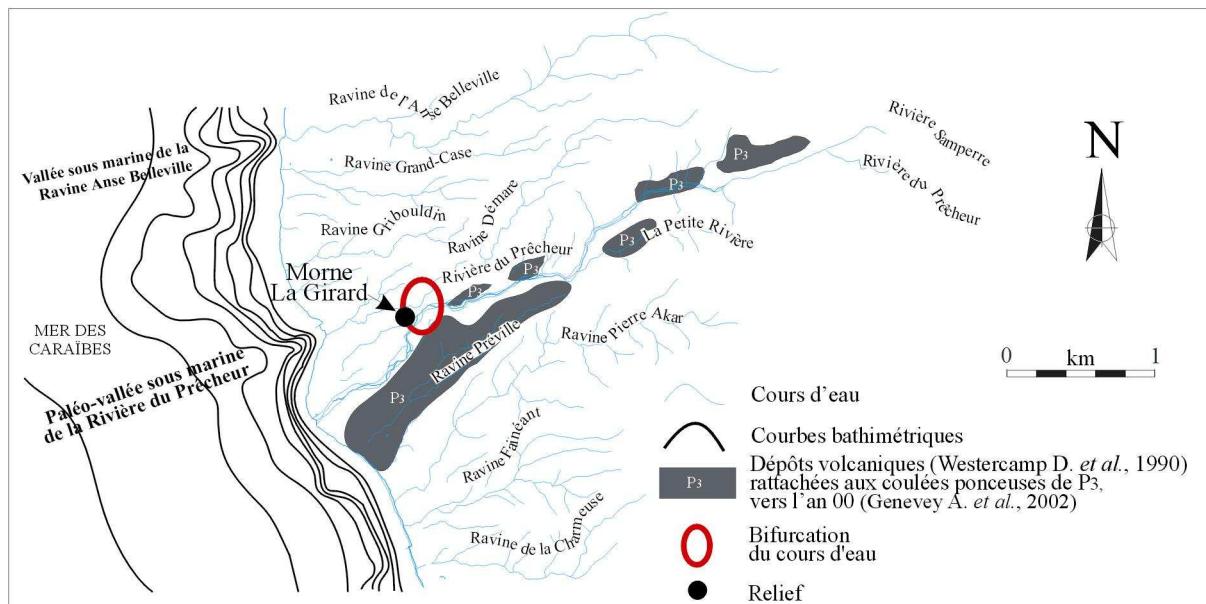
Au-delà de 200 m d'altitude, le torrent change encore de typologie. Le lit mouillé devient mobile à l'intérieur d'un lit mineur démesuré. Il se peut que, dans certains méandres, les eaux viennent encore frapper les escarpements rocheux longeant le cours d'eau. Ces derniers, sapés à leur base, s'effondrent et apportent directement des stocks de matériaux mobilisables au cours d'eau. Les apports de matériaux s'effectuent donc par les versants peu cohérents et par prélevement dans l'important lit mineur. Ces deux sous-tronçons, d'une pente moyenne de 6,7 %, sont ainsi propices à la fourniture de matériaux et au transit des matériaux provenant de l'amont.

D) En aval du gué, à 90 m d'altitude, les escarpements rocheux s'élargissent encore, et laissent maintenant la possibilité d'un lit majeur plus ou moins développé. Il se présente sous forme de terrasses de quelques mètres de hauteur, souvent végétalisées par des friches, des arbres à croissance rapide ou des prairies pâturées par des bœufs ou des cabris. Ce tronçon (pente de 4,6 %) permet toujours le transit de matériaux vers l'aval, mais il possède aussi une forte capacité de "respiration" du lit. En effet, en plus du transit, selon le degré de saturation de la capacité de charriage des eaux pendant les crues, ce tronçon peut assurer une fourniture de matériaux par les berges (terrains alluvionnaires très meubles et facilement mobilisables) ou l'incision du lit (en cas de déficit), mais peut aussi assurer le stockage (d'excédent de matériaux) sur des plages de dépôt naturelles pour former des bancs.

E) Enfin, juste en amont de l'embouchure, le lit majeur et le cône de déjection sont occupés par le bourg du Précheur. Les espaces de divagation sont totalement anthropisés. La pente de 4 % permet le transit d'une partie des matériaux, mais des plages de dépôt, encombrant la totalité du cours, ont tendance à exhausser le lit après les crues. L'exhaussement du lit, au niveau du pont de la route départementale 10, est estimé par Monsieur RAPHA adjoint au Maire du Précheur (SAFFACHE P. 1998a), à plus d'un mètre en dix ans (sans prendre en compte les dépôts de lahars). Le pont avec ses piliers centraux est un piège à embâcle. Quand il est obstrué, les écoulements de crue débordent surtout en rive droite. Les flux boueux se répandent alors en empruntant la route départementale et inondent le quartier des Abymes.

L'observation du cours d'eau sur le terrain et l'étude des cartes bathymétriques, a permis à MEUNIER M. (1999) de remarquer une probable bifurcation du cours d'eau (figure A7-03, déjà vu dans l'appendice 4, § A4- 6.3.3, figure A4-12). SEDAN O. du BRGM, cité par MEUNIER M. (1999), aurait attribué cette bifurcation à la coulée de ponce P3 (GENEVEY A. *et al.*, 2002) qui se serait propagée dans la vallée de la Rivière du Prêcheur, il y 2000 ans environ. Vers 60 m d'altitude, le cours d'eau n'aurait pas recreusé son cours à l'identique, mais aurait contourné le Morne La Girard (103 m d'altitude) par le sud, en suivant le bord septentrional de la coulée ponceuse. Un nouveau système hydrographique se serait donc créé avec l'ancien cours aval de la Rivière du Prêcheur et un de ses anciens affluents rive droite. Ils auraient ainsi formé la Ravine Démare. La nouvelle embouchure de la Rivière du Prêcheur débouche sur une côte à la bathymétrie moins prononcée : cela a permis la création d'un petit cône deltaïque, unique pour les cours d'eau du flanc Caraïbe.

Figure A7-03) Changement de cours de la Rivière du Prêcheur



Conception: LALUBIE G (2008)
Source: MEUNIER M. (1999)

A7- 1.2. Historique des lahars de la Rivière du Prêcheur

Les premiers lahars décrits dans la Rivière du Prêcheur sont ceux de l'éruption de 1902 (LACROIX A. 1904). Il y en aurait eu aussi pendant l'éruption de 1851 (cités par BOULOC J. 1981) mais les zones touchées par l'éruption ne concernent pas le bassin versant de la Rivière du Prêcheur. Il est donc difficile de relier cette éruption avec un lahar dans ce cours d'eau, si ce n'est par une coïncidence ou par la déstabilisation d'un versant sous les (faibles) trépidations du volcan. En 1902, les premières coulées boueuses furent observées dès le 5 mai, mais les premiers débordements n'arrivèrent que le 8 mai vers 2 heures du matin et firent entre 400 et 500 victimes. On ne sait pas si ce lahar destructeur fut consécutif à l'érosion des produits émis par les explosions phréatiques antérieures ou bien à l'effondrement volumineux de la Rivière Samperre. L'érosion des berges et l'exhaussement du lit continuèrent leurs dégâts après le 8 mai.

SAFFACHE P. (1998a) a fait l'inventaire historique des débordements de la Rivière du Prêcheur, en fouillant les archives de la presse locale. Il ne mentionne aucune manifestation particulière pendant l'éruption de 1929-1932. BOULOC J. (1981) relate un témoignage indiquant que le lit s'était enfoncé de deux mètres après les coulées boueuses de 1929.

Un lahar, endommageant le bourg en 1951, est également mentionné par BOULOC J. (1981) et SAFFACHE P. (1998) sans que de plus amples détails ne soient donnés, si ce n'est que la mer entraînait jusqu'au gué du bourg à la suite de son passage. Elle aurait donc provoqué une importante érosion de l'embouchure et fait une victime selon SAFFACHE P. (1998a).

Le 8 septembre 1967, à la suite du passage de la tempête tropicale Beulah, la rupture d'un barrage, provoquée par l'effondrement d'un versant, sûrement dans la Rivière Samperre, aurait entraîné des "*flots boueux [...] rabotant les berges et emportant sur son passage des arbres et d'impressionnantes blocs qui roulaient comme des billes*" (SAFFACHE P., 1998a). Cette coulée ne déborda pas du lit, mais "*il s'en fallut de peu*".

En novembre 1976 (témoignage recueilli par SAFFACHE P., 1998a), la Rivière du Prêcheur était en crue à la suite de pluies intenses quand "*une soudaine coulée de boue de plus de deux mètres de haut*" arriva et submergea le pont en s'étalant de part et d'autre. Quelques maisons furent détruites en rive droite.

A partir du 26 octobre 1980, les sismomètres de l'Observatoire de la Montagne Pelée enregistraient des secousses provenant de l'écroulement de la Rivière Samperre (SAFFACHE P., 1998a). Selon notre dépouillement des bandes papier du Streamer, une coulée, comprenant sûrement plusieurs pulsations, aurait débuté le 31 octobre 1980 à 11h05 et aurait duré 86 minutes. Le signal ressenti à l'Observatoire fut plus intense qu'en 1998. Cette coulée aurait eu jusqu'à 1,5 m d'épaisseur (BOULOC J., 1981) et une vitesse de propagation de 1 m.s^{-1} . Toujours selon cet auteur, plusieurs autres coulées de faible ampleur se succéderont pendant le mois de novembre (le 3, 4, 6, 7 et 21) et exhaussèrent le lit plus rapidement que les engins n'arrivaient à le déblayer. Ces coulées successives, de plusieurs dizaines de milliers de mètres cubes, ne mobilisent donc que partiellement les matériaux disponibles au pied de l'écroulement. Mais, dans la nuit du 28 au 29 novembre, une plus grosse coulée survient et emporte les trois travées centrales (sur six) du pont (BOULOC J., 1981). En amont du pont en charge, la coulée déborde aussi de son lit en rive droite. SEDAN O. (1998) indique aussi que le quartier Coquette, en rive droite, a aussi été touché. En aval du gué sous le pont, le lit s'est enfoncé de plusieurs mètres provoquant le recul du rivage. Cette coulée a duré 7 heures (BOULOC J., 1981). Deux autres coulées plus modestes se sont déroulées aussi le 9 et le 12 décembre 1980.

En janvier 1997, toujours à la suite d'effondrements dans la haute vallée de la Rivière Samperre, un lahar se produit, mais s'arrête un peu avant le bourg. SEDAN O. (1998) a estimé à plusieurs centaines de milliers de mètres cubes le volume de ce lahar.

D'autres lahars eurent lieu en janvier 1998. Les relevés sismiques de l'Observatoire et le dépouillement des bandes Streamer (Observatoire de la Montagne Pelée) que nous avons effectués, permettent de retracer le déroulement des phénomènes.

Dès le premier janvier 1998, un premier petit éboulis intervient dans la haute vallée de la Rivière Samperre. Puis, dans la nuit du 4 au 5, deux nouveaux écroulements de plus forte amplitude sont ressentis. Enfin, le 8 janvier 1998 à 15h50 (locale), trois écroulements sont ressentis par plusieurs sismomètres à une heure d'intervalle. Le premier dura 1 min 20. Le deuxième dura 7 min 15 et fut ressenti jusqu'à l'Observatoire. Enfin, le troisième dura 5 min 05 et fut ressenti avec une très forte intensité par le sismomètre le plus proche (Case Petit). A 18h30 (locale) et à 21h00, deux petits écroulements d'une vingtaine de secondes sont ressentis. Et, à 21h10 les sismomètres réagissent à une première coulée boueuse. Elle dura 18 min 10 et fut enregistrée par le sismomètre de l'Observatoire. Puis, deux minutes après la fin de l'écoulement de la première coulée, une deuxième petite coulée dura 5 min 24. Encore deux minutes après la fin de la coulée précédente, une troisième petite coulée de 5 minutes eut lieu. Là, seulement 30 secondes après la fin de la précédente, une quatrième coulée de 6 minutes fut enregistrée. Il était 21h50 et les enregistrements ne furent plus sollicités jusqu'au lendemain matin, le 9 janvier 1998 à 06h22, où la plus grosse des coulées intervint et atteignit la mer. Les enregistrements indiquent que la coulée a duré 44 minutes et que le bruit de fond dura encore une dizaine de minutes.

Cette coulée fut filmée à l'embouchure, de 6h40 à 7h45, par le receveur de la Poste du bourg, M. Louis PIERRE, qui estime la durée de ces lahars entre 2 et 4 heures (SOGREAH, 1998). Toujours selon lui, à 10 heures du matin la boue coulait encore, mais était plus fluide (SOGREAH, 1998). Nous sommes donc en présence de la queue de la coulée, lorsque l'écoulement devient hyperconcentré. En visionnant le film, on voit que le lahar occupe tout le lit du cours d'eau et on remarque une convexité transversale

du lahar avec des vitesses plus importantes au milieu. On peut estimer la vitesse du déplacement au centre de la coulée aux alentours de 1 m.s^{-1} . On observe aussi des vagues successives, d'une cinquantaine de centimètres d'épaisseur, qui semblent glisser sur le lahar, lui-même mobile. Il n'est pas possible de déterminer, sur la copie du film que nous avons visionnée, l'intervalle entre ces pulsations, car le film a été coupé. Les blocs, certains métriques, semblent flotter dans la matrice et roulement pendant leurs déplacements. Après le passage des coulées, les dépôts laissés sur place atteignent par endroit plus de 20 m dans la haute vallée de la Rivière Samperre (reconnaissance BRGM citée par SOGREAH, 1998).

A la confluence, les dépôts d'environ 3 à 5 mètres d'épaisseur se sont introduits dans la vallée du bras de la Rivière du Prêcheur et ont remonté son cours sur quelques mètres pour former une retenue de faible ampleur. Elle fut comblée de matériaux sableux apportés par la Rivière du Prêcheur lors de notre visite deux ans après. En aval du gué, la vallée s'élargit et permet l'étalement latéral des lahars. Les dépôts n'ont plus qu'un mètre d'épaisseur. Au niveau du bourg, le lit rétréci impose au lahar d'être plus haut, mais ce dernier n'entrera pas en charge contre le pont. Elle ne laissera qu'un tirant d'air de 50 à 80 cm. Les dépôts laissés sur place montrent qu'ils avaient une épaisseur d'environ 2 mètres de hauteur au niveau du bourg et atteignent jusqu'à 6 mètres bien en amont de la confluence des deux principaux bras. Cette coulée n'a pas provoqué le recul de la côte et se serait écoulée sur une pente de 3,5 à 4% entre l'embouchure et le pont, de 4 à 5 % entre le pont et le gué et de 5 à 6 % en amont du gué (SOGREAH, 1998). Le volume de la coulée est très difficile à estimer car une bonne partie s'est écoulée en mer. Le chiffre de plusieurs millions de mètres cubes a pu être avancé.

Le dernier évènement date de 2009, où un glissement a généré instantanément trois coulées durant chacune entre 15 minutes et plus d'une heure (CLOUARD V., 2009). Elles se sont succédées durant les 8 heures suivant le glissement, mais aucune n'a atteint la mer. Une quatrième coulée s'est également produite le lendemain.

Une bande Streamer de l'Observatoire de la Montagne Pelée, malheureusement non datée, montre aussi une succession de trois coulées boueuses dans la Rivière du Prêcheur. La première dura 66 minutes. Huit heures après la première, une autre coulée dura près de deux heures. Enfin, deux heures et demie après la fin de la deuxième coulée, une troisième plus modeste se déclencha à nouveau et dura 25 minutes. Elle pourrait dater de la décennie 1980.

A7- 1.3. Le mouvement de terrain

Ces écroulements interviennent plutôt en fin de saison d'hivernage quand les matériaux volcaniques des versants sont gorgés d'eau.

A7- 1.3.1. Description de l'éboulement

Depuis 1980, il est clairement établi que les lahars de la Rivière du Prêcheur sont consécutifs aux écroulements d'une (ou de plusieurs) paroi(s) en tête de bassin versant de la Rivière Samperre (planche photographique A7-01). Ces écroulements descendant jusqu'au lit du torrent (BOULOC J., 1981). En regardant depuis le sentier qui monte du Prêcheur vers le sommet de la Montagne Pelée, et en observant des photographies existantes, on constate qu'il existe plusieurs parois verticales, dénudées de végétation. Le terrain semble formé de strates de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, constituées de produits pyroclastiques non consolidés où s'intercalent des petites strates de cendres et pences altérées avec, dans certaines d'entre-elles, des blocs d'andésite massive intégrés. La couleur générale orangée des dépôts non mobilisés indique une altération très avancée. Ces parois montrent des différences de teinte ocre traduisant des stades d'altération des matériaux plus ou moins avancés et une colonisation végétale non uniforme.

Planche photographique A7-01) Les lahars non éruptifs de la Rivière du Prêcheur

A) Le mouvement de terrain à l'origine des lahars dans la Rivière du Prêcheur



Photographie: <http://www.sigmapro972.org/3D/3d.html>

Photographies: DIREN (2007)

B) Les dépôts du lahar de janvier 1998

Allure générale



Dépôt plat
Recreusement
du lit par les crues
d'eau claire

Granulométrie des dépôts



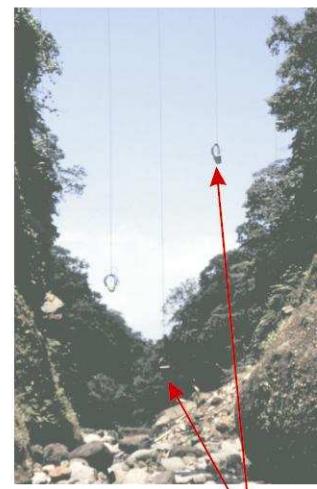
Un stylo
Hétérogénéité
granulométrique
du dépôt

C) La station de surveillance des lahars



Câbles maintenant
le dispositif au-dessus
du cours d'eau

Boîtier d'acquisition
et de transmission



Les câbles à
différentes hauteurs

Photographies: LALUBIE G (2000)

Des différences de teinte délimitées par des cicatrices d'arrachement traduit plusieurs écroulements par plaques de grande ampleur intervenant dans un délai très étendu. En fait, personne ne connaît réellement la dynamique des écroulements dans le cirque. Un écroulement peut s'effectuer en plusieurs étapes et ainsi s'étaler sur une semaine avec des crises de chutes importantes (déduction faite d'après les enregistrements de l'Observatoire de la Montagne Pelée pour la coulée 1998). Les écroulements peuvent également s'étaler dans le temps, sur près de deux mois, comme en 1980.

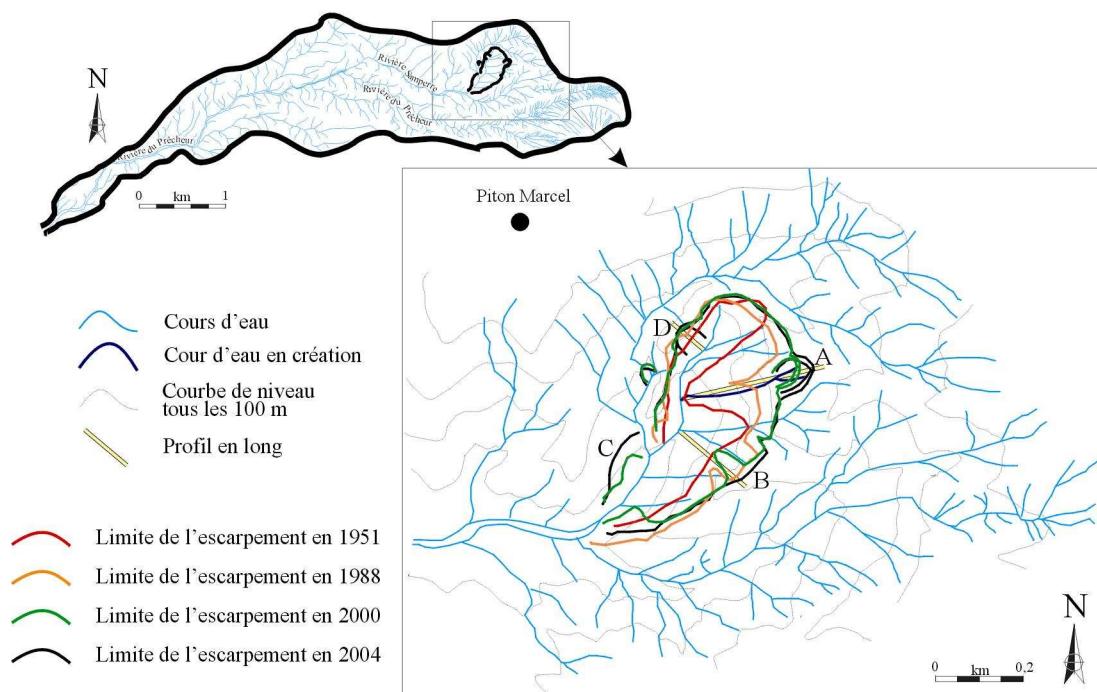
Il est aussi probable que des faibles chutes de matériaux interviennent lors des précipitations, et que les matériaux s'accumulent au pied des escarpements sur plusieurs mois, jusqu'à ce qu'une crue remarquable mobilise les talus d'éboulis (sans forcément engendrer de lahar). En ce qui concerne les coulées de la fin de l'année de 1980, BOULOC J. (1981) constate une assez bonne concordance entre les coulées et les fortes pluies. Il en conclut que les eaux de ruissellement entraînent les matériaux éboulés. Ainsi, le déséquilibre se produit et le barrage se rompt en libérant les flots qu'il retenait.

Des phénomènes aggravants, comme des séismes et des précipitations exceptionnelles (cyclone) peuvent, en théorie, provoquer des effondrements de parois. A ce jour, aucune relation n'a pu être établie entre ces facteurs potentiellement déclenchant et les écroulements de matériaux.

A7- 1.3.2. Etude diachronique des photographies aériennes

En étudiant les photographies aériennes depuis 1951, nous avons essayé d'évaluer la progression du mouvement de terrain concerné (figure A7-04). La campagne photographique de 1982 n'a pu être utilisée, car elle ne couvre pas le sommet de la Montagne Pelée. Il est malheureusement impossible d'observer les détails des écroulements, car le site est encaissé, profond et ses parois sont presque verticales. Il en résulte que l'intérieur du glissement de terrain est masqué par des ombres et apparaît tout noir sur l'ensemble des clichés. Nous rappelons aussi les difficultés à géoréférencer précisément les photographies, ce qui induit des imprécisions pour les échelles où nous travaillons (1/13 333) et des absurdités, comme, par exemple, pour certains endroits où la limite de l'escarpement est au-delà de l'escarpement des années postérieures! Les tendances restent quand même valables.

Figure A7-04) Evolution du mouvement de terrain depuis 1951



Conception: LALUBIE G (2007)
 Source: LALUBIE G (2007)

Le mouvement de terrain concerne donc l'intégralité d'un sous-bassin versant de la Rivière Samperre. Il a une forme de fer à cheval. Sa hauteur maximale est d'environ 350 m pour un périmètre d'environ 1400 m.

Par ce suivi diachronique, nous pouvons nous rendre compte que l'escarpement a progressé énormément, notamment sur son versant Est. Ce versant actif mesure environ 600 m de long. A son maximum, il a progressé de 300 m en cinquante ans (repéré sur la figure A7-04 en A). Un cours d'eau, au tracé aval invisible sur les photographies aériennes, s'est même formé à cet endroit. Le cliché de la campagne de l'an 2000 aurait tendance à nous montrer que l'érosion paraît se faire par ravinement en amont du mouvement de terrain, plus que par éboulement en dessous.

Davantage vers le sud, nous pouvons voir que le recul de l'escarpement a surtout eu lieu entre 1951 et 1988. Depuis 1988, l'escarpement ne semble plus reculer significativement, à l'exception d'une protubérance (notée B sur la figure A7-04), laquelle avait résisté à l'effondrement entre 1951 et 2000, mais s'est rompue entre 2000 et 2004. Malgré cet effondrement, il n'a pas été observé de lahars dans la Rivière du Prêcheur. Trois scénarios peuvent expliquer ce fait :

- la quantité de matériaux effondrés n'a pas été suffisamment volumineuse pour engendrer un lahar ;
- la coulée ne s'est pas propagée jusqu'à la basse vallée de la Rivière du Prêcheur ;
- le lahar s'est déclanché pendant une crue et a été dilué.

Nous pouvons remarquer que deux mouvements de terrain se sont aussi activés après l'année 1988. Ils se situent à l'écart de l'escarpement principal sur le versant Ouest. Le plus important des deux, celui le plus au sud est sur un contrevent du Piton Marcel (repéré sur la figure A7-04 en C). Ce mouvement de terrain semble superficiel et ne concerne que les matériaux superficiels argileux d'altération. Les laves massives du Piton Marcel ne se seraient donc pas mobilisées. Les volumes mis en jeu sont alors insignifiants. Cette nouvelle mobilisation peut être la conséquence de la débâcle des barrages formés par le talus d'éboulis des années 1997 et 1998. C'est un scénario assez couramment observé dans les zones de montagnes tropicales. En effet, lorsqu'il existe un barrage et une retenue derrière, la base du versant s'imbibe d'eau et voit ses contraintes augmenter avec le poids cumulé des matériaux et de l'eau. Ainsi, à la débâcle du barrage, la pression à la base du versant diminue subitement, ce qui peut induire son effondrement sachant qu'il est de plus gorgé d'eau.

Plus au nord cette fois, mais toujours sur le versant Ouest, on remarque aussi un recul de la paroi d'environ 20 m (noté D sur la figure A7-04). Ce recul s'est surtout relevé entre 1951 et 1988.

C'est au niveau des repères A, B et D, sur la figure A7-04, que les chutes de matériaux ont encore lieu actuellement. C'est en ces trois points précis que nous allons nous attacher désormais à quantifier les volumes mobilisés.

A7- 1.3.3. Quantification des volumes mis en jeu

Nous avons déterminé les volumes de matériaux mobilisés pour les zones que nous venons de sélectionner comme très actives.

Montrant des surfaces de recul variables selon les périodes, ces zones de forme quelconque ont tout d'abord été transformées en rectangles équivalents. Puis, avec l'aide des courbes de niveau de la BD TOPO, nous avons déterminé des profils de pente au centre des trois zones les plus actives, représentées sur la figure A7-04, que nous avons ensuite appliquées à l'ensemble du rectangle. Nous avons considéré que le lit était resté à la même altitude depuis 1951 et que la pente du versant avant sa mobilisation était de 45° (soit une pente de 100 %).

Par l'application de formules volumétriques, nous avons alors pu déterminer les volumes de matériaux sur place pour chaque cliché et ainsi, par différence, connaître les volumes de matériaux mobilisés. Les résultats sont donnés dans le tableau suivant.

Tableau A7-01. Volumes mobilisés par le mouvement de terrain de la Rivière Samperre

Escarpe. Riv. Samperre	1951-1988	1988-2000	2000-2004	Total/moyenne
Volume mobilisé (m ³)	457 549	207 896	94 929	760 374
Taux (m ³ .an ⁻¹)	12 366	17 325	23 732	14 347

Conception LALUBIE G. (2007),
Source : LALUBIE G. (2007)

A7- 1.4. Caractéristiques des lahars de la Rivière du Prêcheur

Que ce soit en 1980 (BOULOC J., 1981) ou en 1998, la coulée dévale à une vitesse d'environ 1 m.s⁻¹. Le front a atteint, au niveau du bourg, jusqu'à 2 m de hauteur en 1976 (SAFFACHE P., 1998), 1,5 m en 1980 (BOULOC J. 1981). Il nous semble que cette hauteur de front ne pourra être dépassée que lors de conditions extrêmes. En effet, une gorge étroite, présente vers 350 m d'altitude (figure 54, § 5-3.1) et d'à peine une dizaine de mètres de largeur, forme un tronçon limitant le débit des lahars. De plus, arrivé en aval du gué, vers 80 m d'altitude, le lit majeur devient assez large pour stocker une partie des matériaux de la coulée. Ces deux caractéristiques amortissent ainsi la puissance du front de la coulée. Ceci reste à tempérer un peu car, au bourg, le rétrécissement du lit mineur et l'endiguement du lit majeur ont pour effet de rehausser le niveau de la coulée.

A demi-enfoncés dans la matrice, les gros blocs roulés par les flots semblent flotter. Les coulées emportent tout sur leur passage. Le front et la partie avant du corps doivent comporter de nombreux débris végétaux dont des troncs d'arbre favorisant la formation d'embâcles entre les piliers du pont. Le front progresse avec un grondement sourd qui se propage dans la vallée encaissée. En revanche, l'écoulement du corps paraît se dérouler dans un silence lourd. En outre, la coulée s'étale latéralement pour occuper tout le volume de la vallée.

Les coulées n'atteignent pas forcément la mer. Quand elles l'atteignent, les matériaux plongent sans aucune difficulté et sans se mélanger aux eaux salées (BOULOC J., 1981), formant certainement des écoulements hyperpicnaux. La bathymétrie est en effet très prononcée (figure A7-03). Pour certaines coulées, le delta progresse sur la mer de façon modeste en s'évasant, grâce aux levées latérales de la coulée et la redistribution des matériaux par la dérive littorale. La majorité des coulées a surtout pour effet d'éroder le fond du lit, se traduisant plutôt par la remontée de la mer dans le cours d'eau.

Après l'arrêt de la coulée, la rivière peut s'assécher momentanément (BOULOC J., 1981). Malgré un fort pouvoir d'abrasion du fond du lit et des berges, après l'arrêt de la coulée, les lahars laissent des dépôts importants dans le lit (généralement aux alentours de 2 m de hauteur dans le bourg). Ces dépôts sont constitués de matériaux de toutes tailles, non classés, enrobés dans une matrice grise cendrableuse non cohérente (planche photographique A7-01). Cette matrice ne résiste pas à l'impact des gouttes de pluies. Les dépôts exhaussent et aplatisent uniformément le lit mineur. Transversalement, ils sont en fait légèrement convexes. Longitudinalement, la pente du lit devient homogène. Les faciès d'écoulement se trouvent ainsi uniformisés en radier-rapide et les eaux claires, qui s'écoulent à nouveau après la coulée, prennent de la vitesse. Elles creusent à nouveau un lit aux conditions variées en fonction de la granulométrie des matériaux qu'elles rencontrent. Les lignes d'eau ne serpentent pas dans le lit mineur et s'écoulent plutôt dans son centre. Le torrent est alors à sa capacité maximale de transport solide, jusqu'à ce qu'un début de pavage se reconstitue au fond du lit mouillé avec des blocs trop lourds pour être mobilisés. Au cours des années et surtout au cours des crues torrentielles importantes, les eaux recommencent à serpentner et à se déporter dans les méandres pour buter à nouveau contre les parois longeant le cours d'eau.

En traversant le bourg du Prêcheur, les coulées ont détruit à plusieurs reprises l'unique pont (1902 et 1980) et l'ont fortement menacé en 1967 et en 1998. L'épisode de 1980 est particulier dans le sens où de nombreuses coulées espacées de plusieurs jours sont intervenues. C'est donc l'accumulation des dépôts successifs de lahars qui a permis le débordement de la coulée du 28 novembre 1980. Les dégâts sur les habitations riveraines ont été très importants en 1902, plus modestes en 1976 et en 1980. Les

débordements vers le nord dans le quartier des Abymes sont facilités par le fait que le quartier est très peu surélevé par rapport au lit de la rivière. De plus, le bourrelet de la rive est quasiment inexistant, contrairement à celui de la rive gauche protégeant le bourg. Malgré cette protection, le bourg n'est pas à l'abri d'un désordre. En effet, il y a longtemps, la Rivière du Prêcheur passait plus au sud, au milieu de l'actuel bourg. On peut soupçonner que l'actuel cône de déjection serait formé par les dépôts des lahars de 1902. Ces dépôts ayant été occupés depuis par l'activité humaine restent susceptibles d'être à nouveau ensevelis par des lahars de volumes similaires à ceux de 1902. Le risque que le cours d'eau reprenne son ancien lit reste donc réel, mais peu élevé, car actuellement, l'unique bras du cours d'eau est encaissé de plus d'une dizaine de mètres de profondeur, au niveau de l'ancienne séparation des bras.

A7- 1.5. La surveillance des lahars par l'Observatoire

Devant les multiples lahars survenus ces dernières années, l'Observatoire de la Montagne Pelée a la charge de surveiller l'approche des futures coulées. Vu que les précédents lahars aient été enregistrés par les sismomètres de l'Observatoire, l'idée consiste à saisir les signaux des coulées en temps réel, sans les confondre avec d'autres manifestations telluriques, mais aussi de quantifier leurs hauteurs. Deux dispositifs se complètent donc : des capteurs sismo-acoustiques et des câbles à différentes hauteurs du lit.

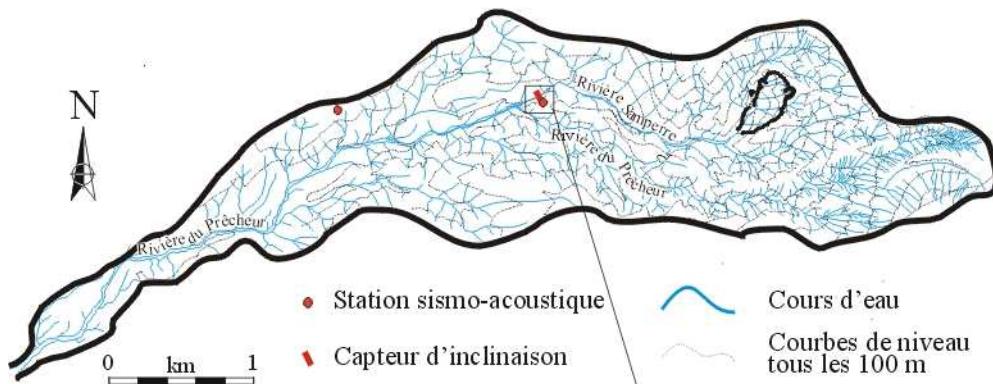
Deux géophones (Acoustic Flow Monitoring) ont été installés le long de la Rivière du Prêcheur (figure A7-05), l'un à la côte 280 m (30 m au-dessus du lit) et l'autre à la côte 170 m (150 m au-dessus du lit) enregistrant le bruit de fond. Ils enregistrent les vibrations du sol provoquées par la chute des matériaux, mais aussi par le déplacement des lahars, pour des fréquences comprises entre 10 et 250 Hz. Sur le terrain, une centrale informatique enregistre en continu le message sur trois canaux (basse fréquence, haute fréquence et toutes fréquences). Un algorithme analyse les trois signaux en temps réel pour différencier les lahars d'un séisme, d'une crue importante ou d'un bruit parasite. Les stations envoient leurs signaux par radio à un P.C., lequel a pour mission d'alerter la population et de fermer le pont à la circulation. Ces deux stations sismo-acoustiques ont le mérite de ne pas pouvoir être détruites lors du passage de l'évènement. Toutefois la transmission radio peut être perturbée par la végétation, ce qui représente un réel souci.

En vue d'établir une courbe d'étalonnage entre, d'une part, l'intensité et la fréquence du signal enregistré et, d'autre part, la puissance du lahar, et ainsi créer un seuil d'alerte, il fallait un dispositif mesurant *in situ* la hauteur de la coulée. Il a été placé dans un rétrécissement de la vallée qui forme une gorge, à environ 280 m d'altitude, en amont de la confluence, sur l'affluent la Rivière Samperre (planche photographique 35). Le dispositif (figure A7-05) correspond à cinq câbles rigidifiés par un lest, suspendus en travers du lit et positionnés à différentes hauteurs. Au passage de la coulée, les câbles sont déplacés vers l'aval et tournent autour de l'axe qui les supporte, en actionnant un capteur d'inclinaison. Quand les géophones et les câbles de 3 et 5 mètres de hauteur enregistrent des signaux de lahars, ils transmettent l'alerte par un message radio à un P.C. à la Maison des Jeunes du Prêcheur, qui actionne la sirène installée sur le toit et ferme des barrières, interdisant la circulation automobile sur le pont. Parallèlement, une transmission radio permet le rapatriement des données à l'Observatoire pour une analyse profonde des enregistrements. Les habitants des quartiers menacés ont théoriquement 10 à 15 minutes pour évacuer leurs habitations et les aires submersibles sous les flots boueux. L'idée des membres de l'Observatoire serait d'installer des sirènes spécifiques dans les quartiers afin de proportionner l'ampleur des évacuations avec l'importance des lahars.

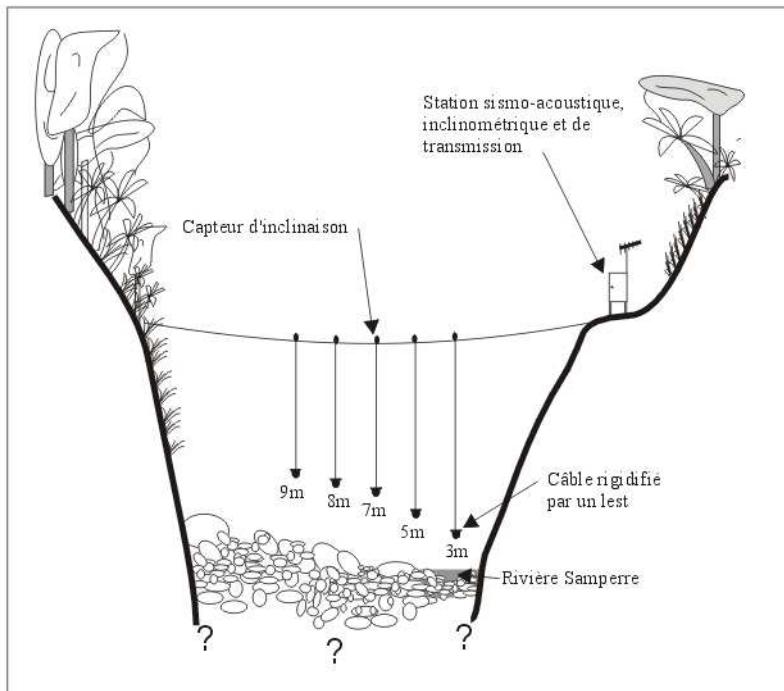
Dans ce genre de dispositif de surveillance des lahars, il est habituel de rencontrer, à proximité de leur zone de départ, une station météorologique automatique mesurant (au mieux) les précipitations, l'ensoleillement et la température. Ces mesures permettent d'anticiper l'éventualité d'éboulement avec la formation d'une coulée et non pas simplement de les constater. Dans ce cas précis, la station météorologique n'existe pas, car les conditions d'accès et le relief très prononcé rendent son installation et son entretien très difficiles. La télétransmission des données serait également compliquée.

Figure A7-05) Schématisation de la station de surveillance des lahars gérée par l'Observatoire de la Montagne Pelée sur la Rivière du Prêcheur

A) Localisation des stations de surveillance des lahars



B) Détail de la station inclinométrique



Conception: LALUBIE G (2007)
Source: LALUBIE G (2000)

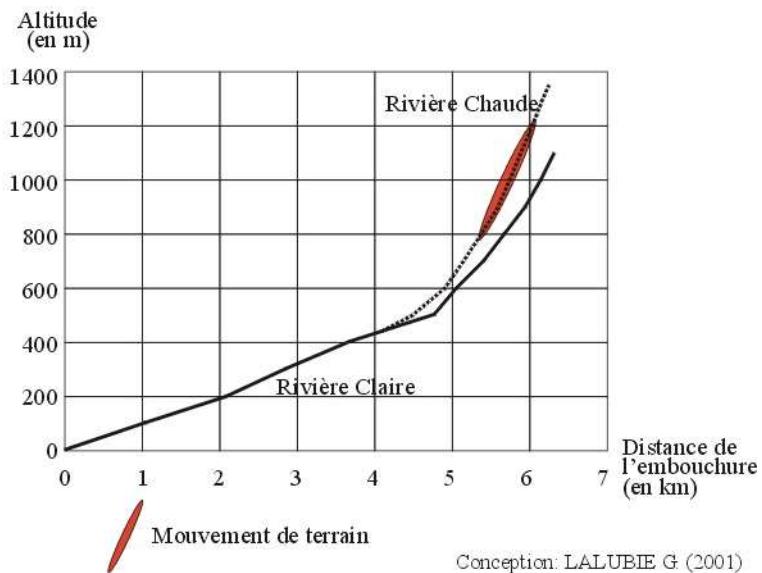
A7- 2. La Rivière Claire

C'est, en réalité, par l'intermédiaire de la Rivière Chaude que les lahars empruntent le lit de la Rivière Claire. Ainsi, nous décrirons le cours de la Rivière Claire en commençant en amont par le bras de la Rivière Chaude, puis, plus en aval à partir de la confluence, par celui de la Rivière Claire.

A7- 2.1. Description du cours d'eau

La Rivière Chaude (figure A7-06) a une pente de 50 à 60 % dans le bassin de réception formé par le mouvement de terrain. Quand ce dernier s'active, les matériaux mobilisés ne peuvent pas être stoppés dans le cours d'eau très pentu et leurs déplacements participent à l'érosion du fond du bassin de réception. En aval de ce bassin de réception instable, une gorge étroite (figure A7-07), de 3 à 4 m de largeur par endroit, limite le passage des matériaux avec, notamment, de très gros blocs coincés à plusieurs mètres de hauteur entre les parois. Ces exemples nous montrent à quel point les lahars charrient des grosses granulométries et à quel point l'érosion peut déchausser ensuite ces gros blocs. Dans ces gorges (entre 640 et 540 m d'altitude), il existe de nombreuses résurgences thermales, d'où le nom du torrent (appendice 10, § A10-2).

Figure A7-06) Profil en long des deux principaux cours d'eau
du bassin versant de la Rivière Claire

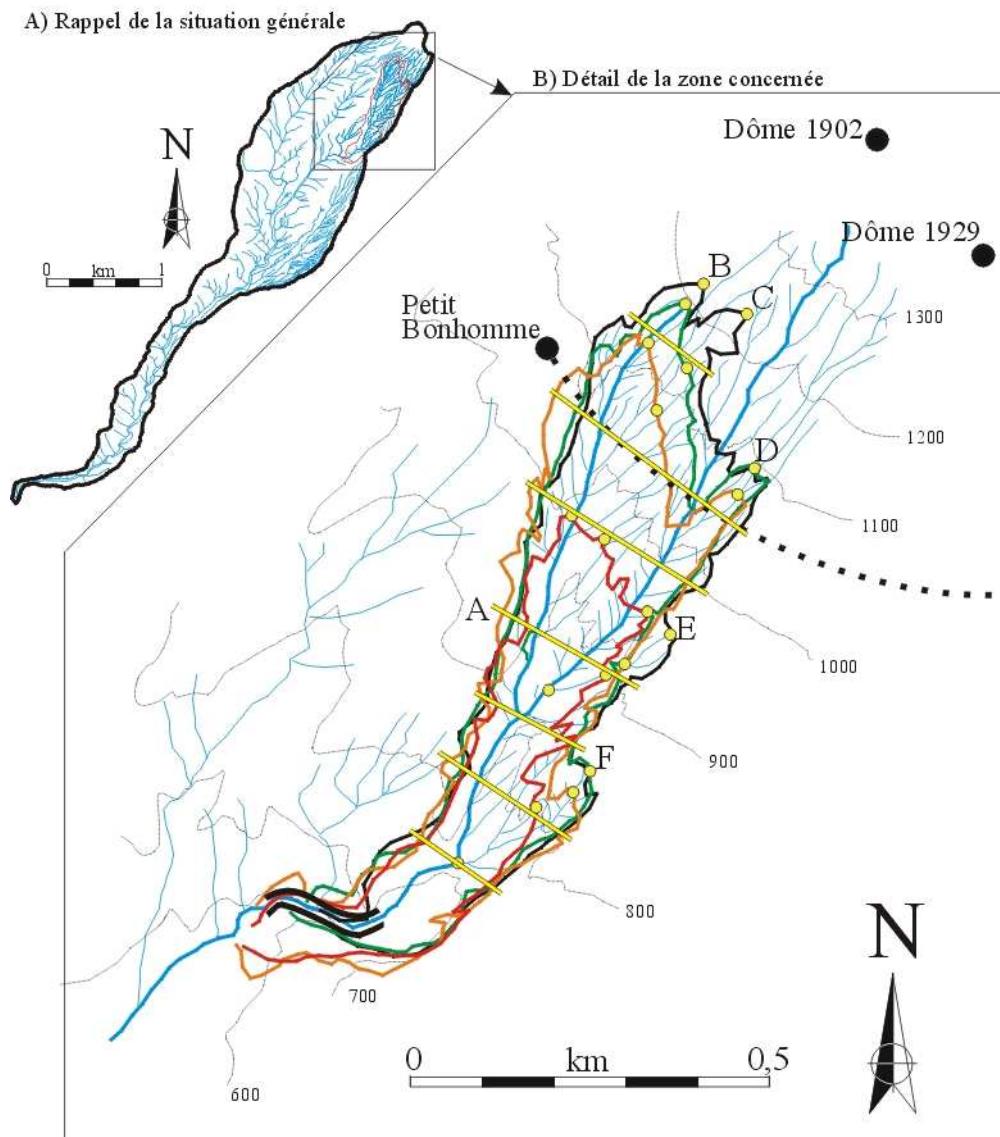


En aval des gorges, la vallée s'écarte et le cours d'eau prend une pente moyenne de 12 %. Nous sommes dans la zone de transit des coulées. Les gorges, formées par les versants abrupts avec peu de végétation, ont une largeur moyenne comprise entre 20 et 30 m, pour une profondeur allant de plus de 70 m, vers 400 m d'altitude, à moins de 20 m près de l'embouchure. Les parois des gorges, fouillées à leur base par le cours d'eau, peuvent s'écrouler et contribuer ainsi à l'alimentation en matériaux du cours d'eau.

Il est probable qu'à la suite à de petites mobilisations de matériaux sur le dôme, de petits lahars locaux s'arrêtent ou se diluent dans la zone de transit. De plus, selon les photographies aériennes, il semble que le cours aval de la Rivière Claire connaisse plusieurs verrous à la libre circulation, à hauteur de certains méandres. Ils peuvent ainsi contribuer à l'arrêt de ces petits lahars.

Proche de l'embouchure, le cours d'eau est moins encaissé et il se peut que, pour les très gros lahars, ou à cause de la succession de ces derniers, ils puissent finir par se propager en dehors du cours actuel.

Figure A7-07) Evolution du mouvement de terrain de la Rivière Claire depuis 1951



- | | | | |
|-------|---|-------|--|
| ~~~~~ | Cours d'eau | ~~~~~ | Limite de l'escarpement en 1951 |
| ~~~~~ | Courbe de niveau tous les 100 m | ~~~~~ | Limite de l'escarpement en 1988 |
| | Limite entre le dôme et son talus d'éboulis | ~~~~~ | Limite de l'escarpement en 2000 |
| ● | Relief | ~~~~~ | Limite de l'escarpement en 2004 |
| ~~~~~ | Gorge étroite | ● | Repère pour les mesures de progression |
| | | ~~~~~ | Transect |

Conception: LALUBIE G (2007)
 Source: LALUBIE G (2007)

A7- 2.2. Le mouvement de terrain

A7- 2.2.1. Description du mouvement de terrain

Le mouvement de terrain responsable des lahars se situe sur le dôme de 1929 et son talus d'éboulis. A cet endroit, la pente du terrain est d'environ 60 %. En regardant la figure A7-07, on peut constater, que, après l'éruption de 1929, l'instabilité a commencé sur le talus d'éboulis, puis, par érosion régressive, a fini par atteindre la paroi du dôme de 1929.

Ce mouvement de terrain actif se situe à l'intérieur d'un mouvement de terrain stable, plus ancien, sûrement actif en sortie d'éruption. Le début du réseau hydrographique de la Rivière Chaude s'est constitué à l'intérieur de ce premier mouvement de terrain.

Le périmètre de l'escarpement mesure environ 2,7 km pour une surface d'environ 0,16 km². Le mouvement de terrain a une forme conique, et son substrat est constitué de blocs andésitiques anguleux de toutes tailles, allant de graviers à des blocs de plusieurs mètres. Le substrat semble avoir la particularité de contenir une très faible proportion de cendres volcaniques. La mise en place relativement calme du dôme et de son talus (si on les compare aux explosions pyroclastiques) et le lessivage des cendres par les précipitations intenses d'altitude peuvent expliquer cette faible proportion en particules fines. Il en résulte une absence totale de cohésion du substrat. Le côté ouest de l'escarpement ne repose pas sur les dépôts de 1929, mais sur des nuées ardentes plus anciennes et plus indurées, datées de l'édifice intermédiaire par WESTERCAMP D. *et al.* (1990).

Trois facteurs rendent donc la zone propice aux mobilisations de matériaux :

- une pente très prononcée ;
- un matériau absolument non-cohérent ;
- d'intenses et de volumineuses précipitations (supérieures à 6 000 mm par an, figure 18, § 2-2.2).

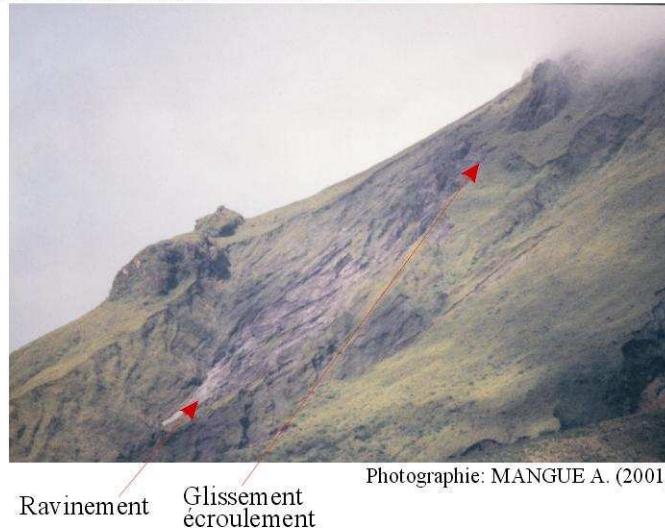
La photographie A de la planche photographique A7-02, prise en février 2001, nous permet de caractériser la nature du mouvement de terrain. On peut le qualifier de glissement translationnel avec éboulement des matériaux mobilisés dans le réseau hydrographique naissant et subissant les processus de ravinement. Des plaques de matériaux non cohérents glissent sur les pentes du dôme, puis roulent en se disloquant dans le réseau hydrographique. A la suite de nos observations, nous avons remarqué que les glissements s'activent pendant les précipitations remarquables. Cela signifie qu'il n'y a pas vraiment d'importants stockages de matériaux mobilisés sur le dôme, dans le réseau hydrographique du mouvement de terrain. Ces matériaux doivent être emportés directement par les écoulements liquides. Bien qu'il y tombe plus de 6 000 mm par an, la végétation absente à l'intérieur des zones de glissements/écoulements montre à quel point l'activité géomorphologique est récurrente.

En revanche, le stockage des matériaux peut s'effectuer en amont immédiat des gorges. Malheureusement, nous n'avons jamais vu de clichés exploitables pour quantifier les volumes de stockage plausibles. Mais, avec la pente élevée de la zone, il est probable que la capacité de stockage soit limitée.

L'intérieur du glissement (figure A7-07) est ainsi constitué d'un réseau très dense de petites rivières peu profondes (de 3 à 5 m pour celles du premier ordre), mais allongées et peu ramifiées. Elles rappellent un peu la forme des cours d'eau du flanc Atlantique. Ces petites rivières se déversent dans deux rivières principales qui collectent l'eau et les matériaux du mouvement de terrain, et elles ne fonctionnent que pendant les averses remarquables. En revanche, le fond des rivières n'est pas cohérent et, avec les pentes de 60 %, les écoulements provenant du ruissellement ne doivent pas manquer d'éroder leurs fonds. Elles doivent aussi avoir une capacité de transport importante.

Planche photographique A7-02) Les lahars non éruptifs de la Rivière Claire

A) L'instabilité superficielle du dôme 1929 à l'origine des lahars dans la Rivière Chaude



B) Les dépôts de lahars dans le lit du cours moyen de la Rivière Claire



C) Détail des dépôts des lahars (avalanche de débris?)



A7- 2.2.2. L'étude diachronique de l'instabilité

Le mouvement de terrain et son escarpement ont été retracés depuis 1951 par l'intermédiaire des photographies aériennes (figure A7-07). La campagne photographique de 1982 n'a pas couvert le sommet du volcan et n'a donc pas pu être exploitée sur cette partie du dôme.

On voit bien que le flanc ouest de l'escarpement bute sur les dépôts plus cohérents de l'édifice intermédiaire, ce qui l'empêche de s'agrandir latéralement (repéré en A sur la figure A7-07). L'absence de végétation indique quand même une activité permanente, mais pas quantifiable à l'échelle où nous travaillons (1/9 700) et avec les imprécisions du géoréférencement. En revanche, l'érosion fait progresser l'escarpement le long de cette discontinuité géologique vers le sommet du dôme.

Le mouvement de terrain s'agrandit exclusivement sur les dépôts de 1929 et essentiellement vers l'amont. Cette évolution résulte du phénomène d'érosion régressive de l'escarpement due aux glissements, et aussi aux ravinements des eaux de ruissellement dévalant du dôme lors des précipitations importantes. C'est pourquoi l'extension du mouvement de terrain est moins rapide vers l'est que vers l'amont. Le recul de la paroi vers l'est reste quand même effectif, et on peut dire qu'il est en moyenne de 40 m pour 50 ans. En revanche, deux zones, notées E et F sur la figure A7-07, ont progressé d'environ du double. Il semble que deux rivières, légèrement plus orientées vers l'amont, collectent plus particulièrement les eaux de ruissellement coulant le long du dôme, et favorisent ainsi la mobilisation des matériaux.

La progression vers l'amont est donc la principale évolution. En cinquante ans, l'escarpement a reculé de 250 à 380 m. La progression intervient surtout au niveau de trois lobes, notés B,C et D sur la figure A7-07. En regardant dans le détail des années (figure A7-08), on peut se rendre compte que le lobe B a progressé sur l'ensemble des clichés. Le lobe C ne s'est activé que sur la photographie de l'an 2000 pour réellement progresser sur le cliché de 2004. Le lobe D, quant à lui, n'a pas progressé réellement entre l'an 2000 et l'an 2004.

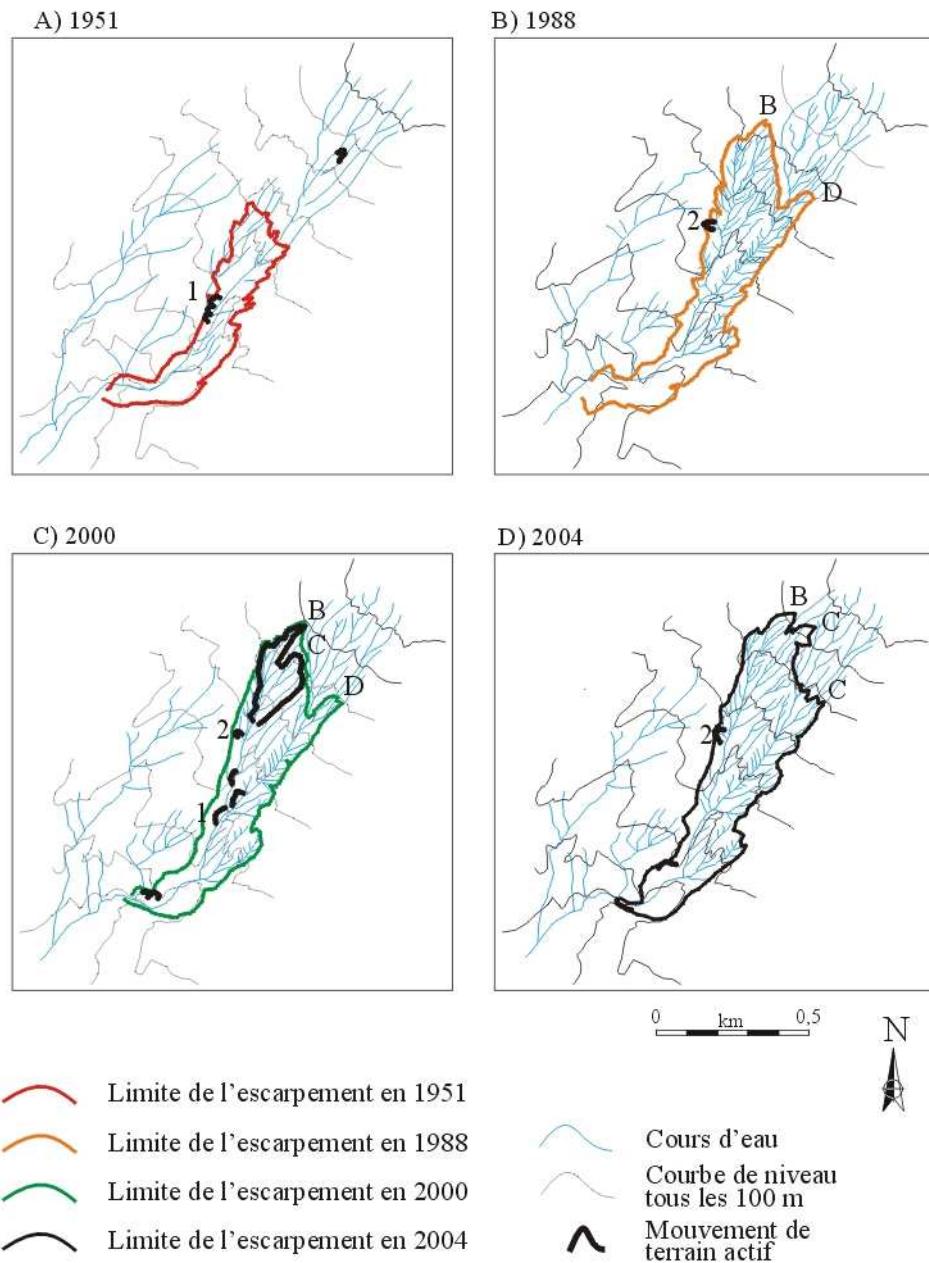
Nous retrouvons ces observations dans le tableau A7-02), ci-dessous donnant les valeurs de surface de l'instabilité et la progression des différents lobes reconnus sur la figure A7-07. Il a été considéré, pour les calculs de dynamique, que l'érosion, et donc la formation du mouvement de terrain, ne commença qu'en 1932, à la fin des émissions de lave par le volcan.

Tableau A7-02. Dynamique de la progression du mouvement de terrain de la Rivière Claire

Année	1951	1988	2000	2004	Total
Nombre d'années (an)	19	37	12	4	72
Surface de l'instabilité (km ²)	0,06	0,12	0,14	0,16	0,16
Augmentation surface (km ²)	0,06	0,06	0,018	0,023	
Augmentation par an (km ² .an ⁻¹)	0,0032	0,0017	0,0015	0,0058	0,0022
Progression du lobe B (m)	510	265	80	35	890
Progression B annuelle (m.an ⁻¹)	26,8	7,2	6,7	8,8	12,4
Progression du lobe C (m)	495	195	70	110	870
Progression C annuelle (m.an ⁻¹)	26,1	5,3	5,8	27,5	12,1
Progression du lobe D (m)	440	205	45	0	690
Progression D annuelle (m.an ⁻¹)	23,2	5,5	3,8	0	9,6
Progression du lobe E (m)	85	30	0	75	190
Progression E annuelle (m.an ⁻¹)	4,5	0,8	0	18,8	2,6
Progression du lobe F (m)	130	55	40	0	225
Progression F annuelle (m.an ⁻¹)	6,8	1,5	3,3	0	3,1

Conception LALUBIE G. (2007)

Figure A7-08) Détail des mouvements de terrain actifs aux différentes années



Conception: LALUBIE G (2007)
Source: LALUBIE G (2007)

Dans le tableau A7-02, nous voyons que les progressions annuelles, en longueur et en surface, sont les plus importantes pour la période entre 1932 et 1951. Elle est de $0,0032 \text{ km}^2.\text{an}^{-1}$ en surface, d'environ 25 m.an^{-1} en longueur et en moyenne de 5 m.an^{-1} latéralement. Ensuite, entre 1951 et 2000, les valeurs sont divisées par 2 pour les surfaces et par 5 pour les longueurs. Mais depuis 2000, l'érosion semble être de nouveau plus active que jamais, à l'exception des lobes D et E qui sont restés stables.

La figure A7-08 met l'accent sur les zones actives à l'intérieur du mouvement de terrain pour les quatre clichés. Pendant les quatre périodes, des zones actives sont présentes sur le flanc ouest, alors que nous avons vu, sur la figure A7-07, que l'escarpement ne progressait pas latéralement du fait de la nature géologique de la paroi plus cohérente. Cela traduit donc un enfoncement de la ravine principale.

Depuis 1988, sur ce flanc, une instabilité active, notée 2 sur la figure A7-08, est présente en continu. Toujours sur le flanc ouest, une autre, notée 1, était présente en 1951 et visiblement, s'est réactivée en 2000. La photographie de cette même année montre l'activité géomorphologique la plus importante. Cette observation va dans le sens de celles réalisées sur les lobes, à savoir que l'érosion redevient plus active durant cette dernière décennie. Toutes les précipitations remarquables ne seraient ainsi pas activatrices du mouvement de terrain.

En moyenne, sur 72 ans, on peut considérer que ce mouvement de terrain a progressé en surface de $0,0022 \text{ km}^2.\text{an}^{-1}$, de 10 m.an^{-1} vers l'amont et de 3 m.an^{-1} latéralement au maximum. A ce rythme, l'escarpement atteindra le sommet du dôme, situé 200 m en amont, vers l'an 2030. Ce chiffre dépend bien évidemment du nombre de pluies exceptionnelles et du ralentissement (non quantifié) de l'activité érosive vers le sommet.

De 2004 à 2007, le mouvement de terrain a surtout été actif au niveau du lobe D (figure A7-07). En mars 2007, le lobe D était pratiquement à la même altitude que les lobes B et C, soit un recul de près de 200 m vers l'amont. C'est maintenant la principale source de matériaux. De nombreux matériaux sont stockés au fond du talweg dans un équilibre précaire, et ne tarderont pas à s'écouler en cas de fort ruissellement.

A7- 2.2.3. Les volumes mis en jeu

Les matériaux mobilisés par le mouvement de terrain du dôme ont laissé place à une dépression peu profonde (le rapport largeur / profondeur est élevé) et très ravinée, aux vallées en forme de V. Nous avons modélisé géométriquement l'intérieur de l'escarpement comme une succession de triangle rectangle dont le petit côté de l'angle droit correspond à la profondeur du cours d'eau principal par rapport au bord de l'escarpement et l'hypoténuse à la longueur du versant. Les profondeurs ont été déterminées par les courbes de niveaux de la BD TOPO pour les clichés de 2000 et de 2004. Quant à pour ceux de 1951 et de 1988, nous avons estimé les profondeurs en observant les clichés, mais aussi en prenant en compte l'évolution amont-aval des profondeurs des années 2000 et 2004.

Nous avons ainsi pu découper l'ensemble de l'intérieur du mouvement de terrain et mesurer leurs dimensions au niveau d'une série de coupes en travers, indiquées sur la figure A7-07. Nous donnons le schéma de découpe et les côtes mesurées pour les différentes périodes dans la figure A7-09.

Nous avons ensuite appliqué les formules volumétriques pour chaque entité qui, additionnées entre elles, donne la quantité totale de matériaux évacués. En retranchant les volumes de la période précédente, nous obtenons donc le volume de matériaux mobilisés sur la période considérée.

Les résultats sont donnés dans le tableau A7-03 suivant. Nous avons considéré que le mouvement de terrain a débuté en 1932 (appendice 5, § A5- 2.1.1 et § A5- 2.1.2). Pour la période de 1932 à 1951, nous avons additionné le volume de l'escarpement actif et le volume du mouvement de terrain superficiel plus en amont sur le dôme s'étant produit après l'éruption, mais inactif depuis. Nous l'avons considéré d'une profondeur moyenne de 5 m et d'une surface de 124 157 m².

Tableau A7-03. Volumes mobilisés par le mouvement de terrain de la Rivière Chaude (Rivière Claire)

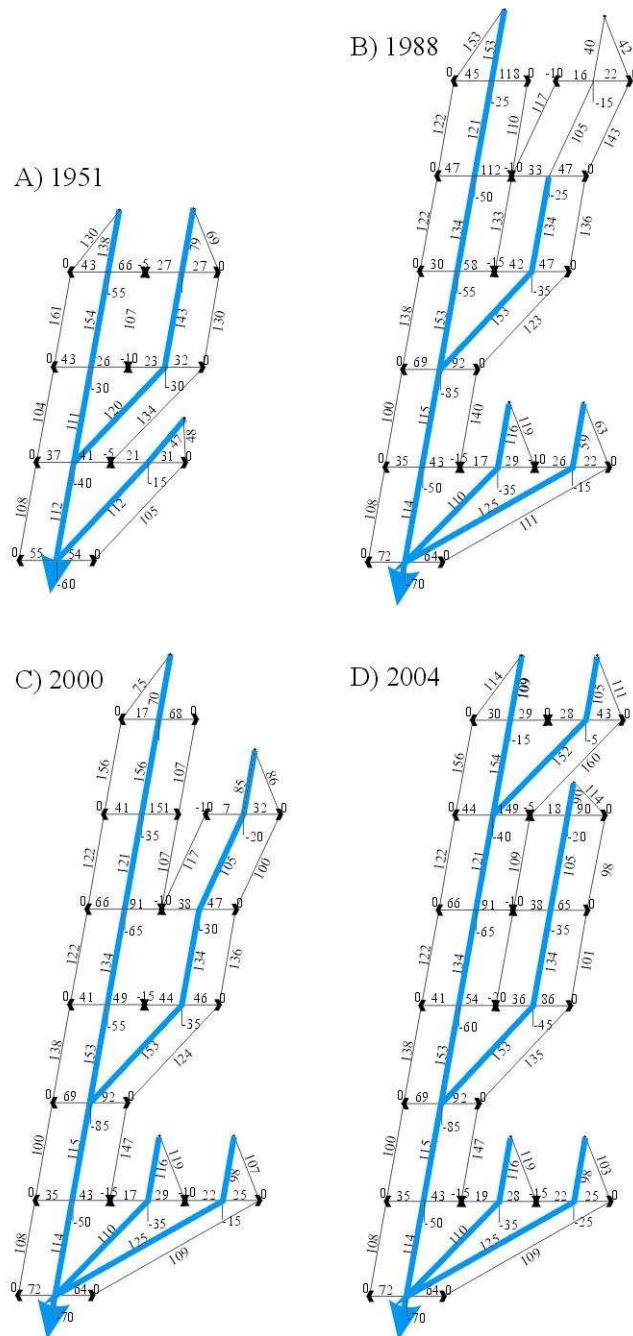
Escarp. Riv. Chaude	1932-1951	1951-1988	1988-2000	2000-2004	Total/moyenne
Volume mobilisé (m ³)	1 374 097	2 007 823	275 930	484 360	4 142 210
Taux (m ³ .an ⁻¹)	72 321	54 265	22 994	121 090	57 530

Conception LALUBIE G. (2007)

Le taux annuel de volume de matériaux mobilisé sur le dôme semble diminuer de manière exponentielle jusqu'en 2000. Puis pour la période de 2000 à 2004, ce taux augmente pour devenir pratiquement le double de la première période, juste après l'éruption, ou l'activité géomorphologique semblait être la plus intense. Cela peut s'expliquer par un regain d'activité, mais aussi par une période d'observation trop réduite. En effet, si pendant ces quatre ans il y a eu un épisode de glissement important, il se ressent sur les chiffres, alors qu'il deviendrait moins visible (par dilution) sur une

période plus longue, de 20 ans par exemple. Ainsi, si la tendance lourde serait une diminution dans le temps des matériaux mobilisés, nous nous trouvons peut-être quand même dans une période de recrudescence d'activité.

Figure A7-09) Mensurations en trois dimensions du mouvement de terrain de la Rivière Chaude qui ont permis de calculer les volumes mobilisés



Conception: LALUBIE G. (2007)

A7- 2.3. Le lahar du 20 octobre 1999

Le 20 octobre 1999, le sismographe de la Maison des Volcans du Morne Rouge a enregistré un signal (figure A7-10) pendant plusieurs heures d'une intensité jamais égalée lors des crues précédentes. Les pluies de la semaine avaient été importantes, mais principalement celles du milieu de journée qui ont été d'une intensité remarquable pendant plusieurs heures. La crue commença à 12h04 (heure locale), puis à 13h29 le signal devint plus fort rappelant les écoulements hyperconcentrés. Intervinrent alors quatre mouvements de terrain brefs :

- 13h32'10" signaux faibles pendant 10 secondes ;
- 13h32'40" signaux faibles pendant 15 secondes ;
- 13h33'20" signaux très intenses pendant 40 secondes ;
- 13h35'20" signaux intenses pendant 10 secondes.

Alors que le signal, correspondant à un écoulement hyperconcentré, était ininterrompu depuis 13h29, ce ne fut qu'à 13h52 qu'il devint très fort, pouvant faire penser à un lahar. La coulée de débris, toujours d'après le dépouillement du sismogramme, dura 48 minutes et se transforma à nouveau en écoulement hyperconcentré à 14h40. C'est vers 14h24 que l'écoulement hyperconcentré se modifia en crue plus modeste. La fin de la crue est lue sur le sismogramme à 16h08.

Le phénomène dura presque 4 heures et la coulée de débris semble s'être déroulée au milieu de l'évènement, et pendant 50 minutes.

Le même jour, une autre crue, aux signaux rappelant les écoulements hyperconcentrés pendant une vingtaine de minutes, intervint vers 20h00 et dura une heure.

Rien ne permet d'indiquer le cours d'eau affecté par ces crues. Est-ce la Rivière Chaude ou la Ravine Saint-Martin? Les chutes de matériaux, brusques et aux signaux intenses, auraient tendance à plaider pour l'escarpement de la Ravine Saint-Martin (voir paragraphe suivant). Mais une visite sur les lieux, quelques temps plus tard, a permis de constater l'exhaussement du lit de la Rivière Claire au niveau de l'embouchure d'un peu moins d'une dizaine de mètres et la modification du tracé du premier méandre en remontant depuis la mer (appendice 5, § A5- 2.2.3.3, figure A5-19). En effet, ce dernier a été raboté en rive gauche de 3 m (rive interne) et en aval la rive opposée a reculé de 9 m au maximum. Ces modifications ont engendré un méandre plus long, à la courbure moins prononcée, afin d'offrir une moins grande résistance aux écoulements du lahar. L'espace laissé sous le pont (environ 5-6 mètres) n'aurait sûrement pas permis le passage d'une coulée équivalente. La coulée de débris n'a semble-t-il pas été observée ou tout du moins n'a pas été différenciée par rapport aux autres crues qui affectaient les autres cours d'eau de la région au même moment.

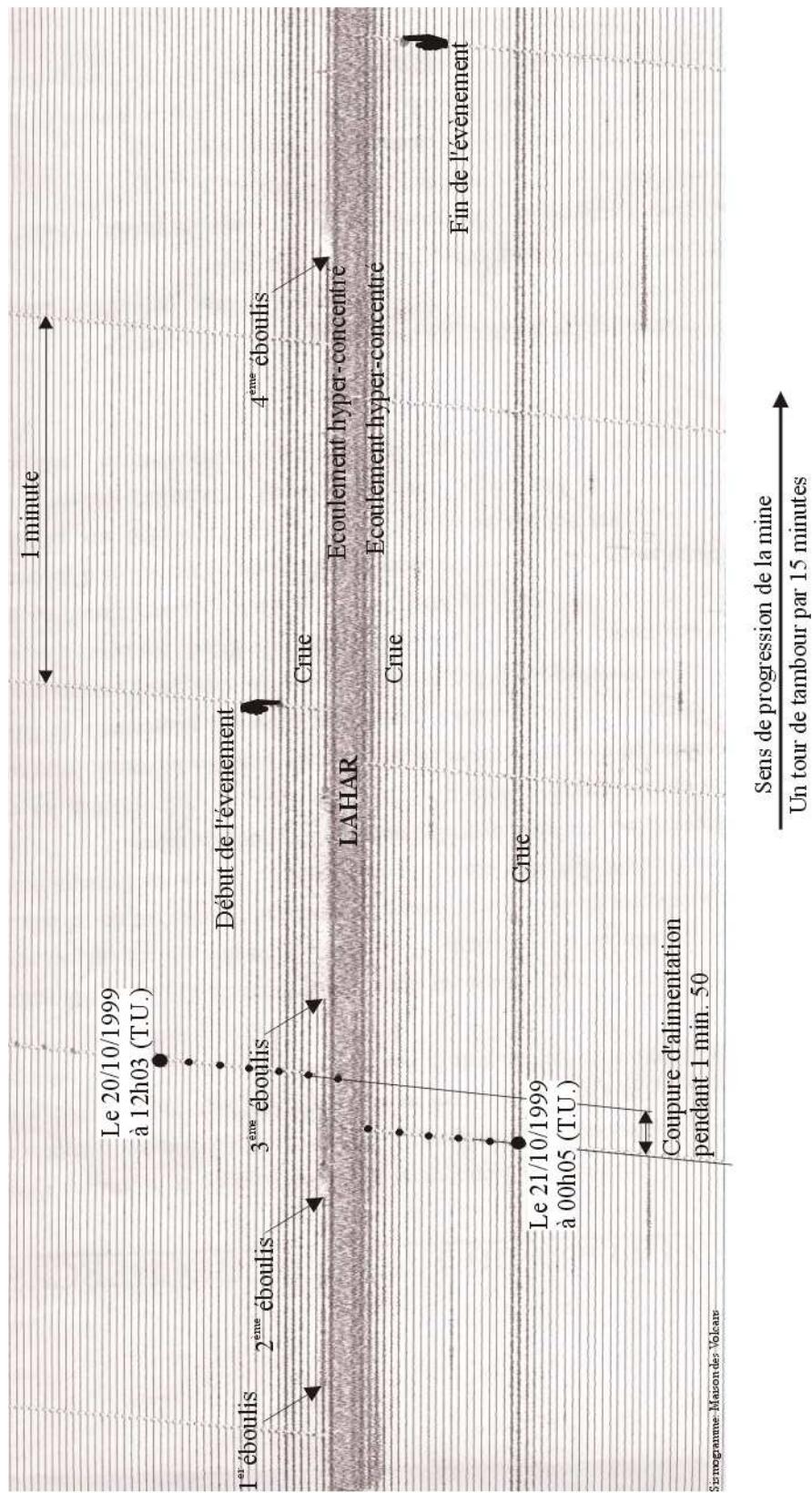
Seule l'observation de ces lahars permettrait de différencier les différents types d'écoulement se produisant réellement, en fonction des précipitations et de l'activité géomorphologique qui se produit sur le dôme. Cette observation est compromise par l'inaccessibilité des lieux pendant les phases de fortes pluies.

Au cours de cet évènement météorologique, La Rivière Sèche n'a, quant à elle, pas subi de bouleversement morphologique notable près de l'embouchure.

A7- 2.4. Les lahars de la Rivière Claire

Quand on observe les dépôts laissés dans le torrent, vers 500 m d'altitude, c'est-à-dire juste en aval des gorges étroites, elles-mêmes en aval du grand mouvement de terrain, on remarque une très faible proportion de matériaux fins (planche photographique A7-02). La différence est très nette avec l'embouchure (figure A7-11) où les sables sont en quantité assez importante. Nous voyons aussi sur les courbes granulométriques que les matériaux les plus grossiers sont en proportion équivalente à l'amont et à l'aval du cours d'eau. Ceci illustre bien que les gros blocs sont surtout transportés jusqu'à la mer par les lahars et que ces derniers se chargent en matériaux fins tout au long de leur descente.

Figure A7-10) Enregistrement d'une coulée de débris
 par la station sismique de Grand-Bé

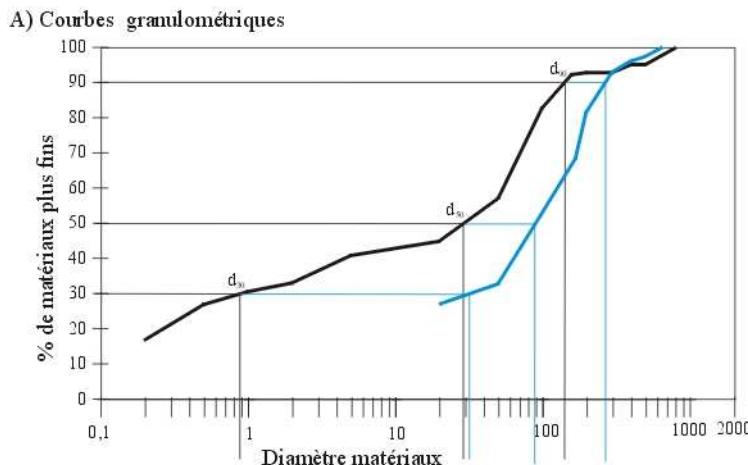


Conception: LALUBIE G. (2007)

On peut ainsi imaginer qu'à sa source, le lahar soit très pauvre en fines, comme le laisse prévoir la nature des matériaux mobilisés dans le mouvement de terrain. Nous avons donc à faire plus probablement à des avalanches de débris qu'à des coulées de débris granulaires.

Le déplacement de la coulée ne s'opérerait pas réellement dans une matrice boueuse, mais serait plutôt conditionné par les chocs et les frictions des particules grossières entre elles (COUSSOT P. *et al.*, 1997), l'eau n'intervenant qu'en tant que lubrifiant. Il faut les fortes pentes de 60 % du dôme pour mettre en mouvement ce type de coulée.

Figure A7-11) Comparaison de la granulométrie à l'amont et à l'aval du cours de la Rivière Claire



B) Diamètres caractéristiques des matériaux en mm

Quantile	d_{30}	d_{50}	d_{90}
Rivière Claire Amont	30	90	270
Rivière Claire Aval	0,9	30	120

Conception: LALUBIE G (2007)

Tous les épisodes de pluie remarquables (plusieurs par an) ne doivent pas obligatoirement engendrer des avalanches de débris. En effet, nous avons vu que l'érosion du mouvement de terrain était discontinue dans le temps et dans l'espace. Ainsi, il faut la concordance de pluies remarquables et d'une certaine instabilité du mouvement de terrain, pour que de grands pans de dôme glissent dans le réseau hydrographique.

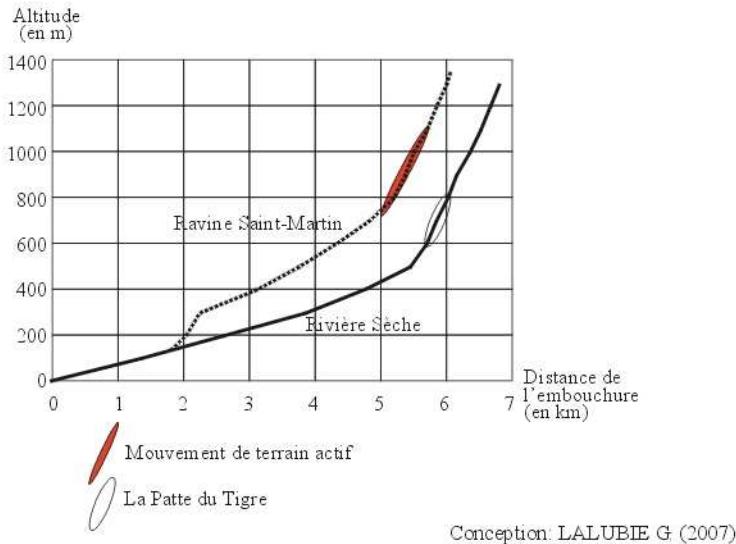
A7- 3. La Rivière Sèche

La Ravine Saint-Martin, par laquelle emprunte les lahars est le principal affluent de la Rivière Sèche. Leur confluence se situe aux trois-quarts de la Rivière Sèche. Avec la Rivière Claire, c'est le deuxième cours d'eau principal drainant le côté sud-est de la Coulée Blanche.

A7- 3.1. Description de la Ravine Saint-Martin

Comme la Rivière Chaude, la ravine Saint-Martin commence son cours sur le dôme de 1929, dans le bassin de réception formé par un grand mouvement de terrain, avec des pentes supérieures à 60 % (figure A7-12).

Figure A7-12) Profil en long des deux principaux cours d'eau du bassin versant de la Rivière Sèche



En aval du mouvement de terrain, le cours d'eau file sur le talus d'éboulis du dôme, avec encore des pentes importantes (50%). Enfin la ravine draine les dépôts pyroclastiques historiques dont la pente est d'environ 25 %. A 400 m de sa confluence avec la Rivière Sèche, la Ravine Saint-Martin "descend" des dépôts pyroclastiques historiques pour atteindre des dépôts antérieurs, en prenant à nouveau une pente voisine de 50 %. A cette altitude, alors que le cours d'eau était plutôt assez rectiligne, deux méandres très marqués de 120° environ, encaissés et bordés de nombreux mouvements de terrains actifs. Cet endroit peut se révéler un verrou pour la libre circulation des petits lahars.

Sur tout le long de son cours, la Ravine Saint-Martin est peu encaissée dans des dépôts historiques non cohérents. Les photographies aériennes de l'an 2000 montrent très nettement les sinuosités du cours d'eau, si peu prononcés soient-elles, "shuntées" par des écoulements de crues où lors des lahars. Les écoulements deviennent alors encore plus rectilignes. Le cours d'eau est bordé par de nombreux mouvements de terrain actifs (figure 5, § 5-3.1.2). Les éboulements des dépôts pyroclastiques dans le lit contribuent aussi à l'alimentation du cours d'eau en matériaux.

La Ravine Saint-Martin débouche dans la Rivière Sèche à 172 m d'altitude. La rupture de pente est brutale, car on passe soudain d'une pente moyenne supérieure à 40 % pour la Ravine Saint-Martin, à celle d'environ 7 % pour la Rivière Sèche. Les matériaux de la Ravine Saint-Martin ont donc tendance à s'accumuler à l'aval de la confluence. La Rivière Sèche est d'ailleurs plus large, pendant les 300 m à l'aval de la confluence, que partout ailleurs sur son cours.

A7- 3.2. Le mouvement de terrain

A7- 3.2.1. Description du mouvement de terrain

Le mouvement de terrain se situe sur le talus d'éboulis du dôme de 1929. Il est allongé dans le sens de la pente (figure A7-13) qui, à cet endroit, est d'environ 50 %. Le périmètre de l'escarpement mesure environ 2,4 km pour une surface d'à peu près 0,12 km².

Figure A7-13) Evolution du mouvement de terrain
 de la Ravine Saint-Martin depuis 1951

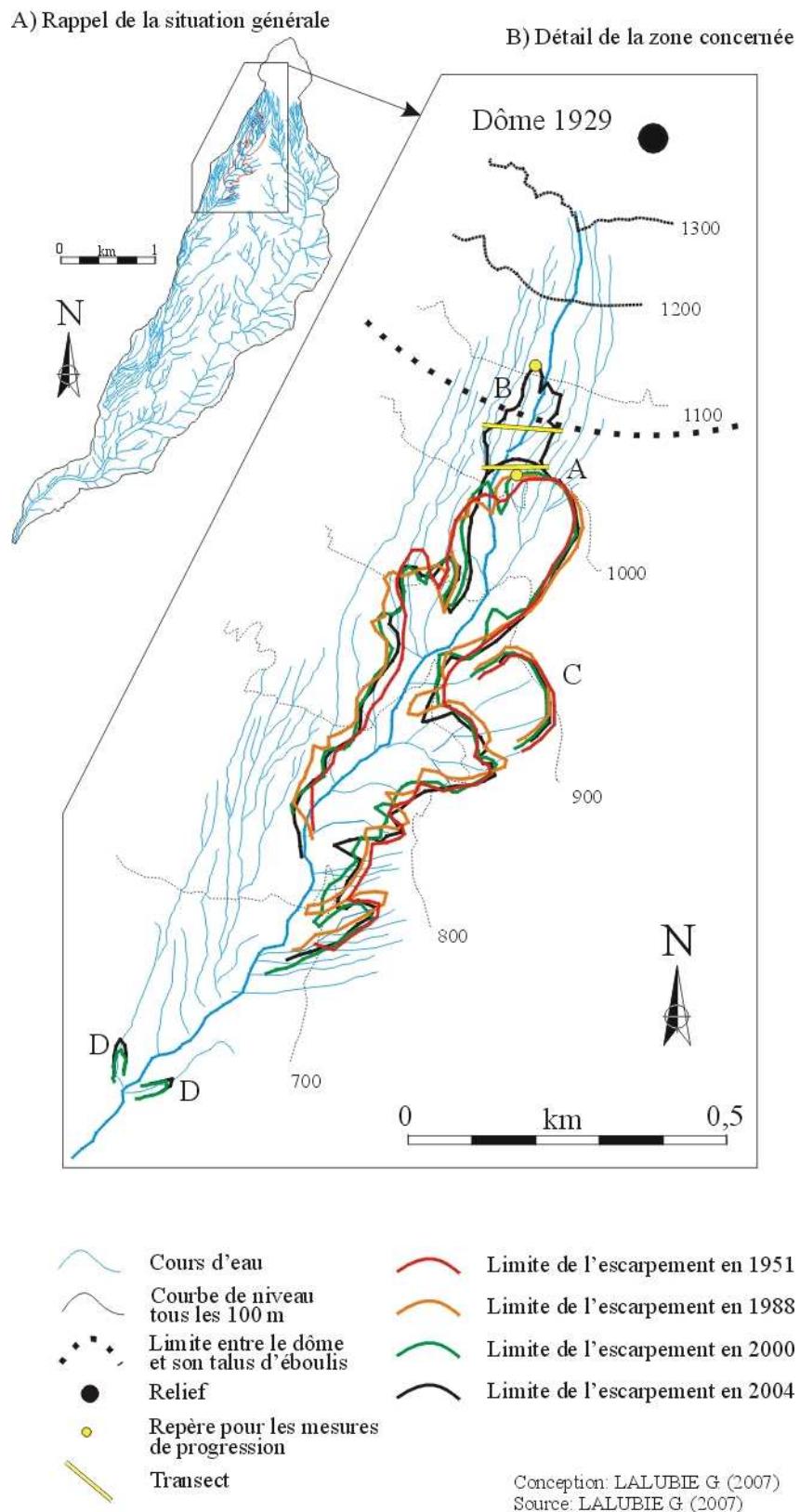
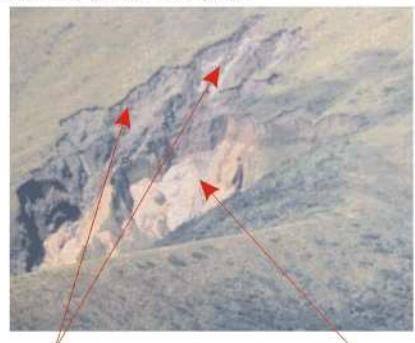


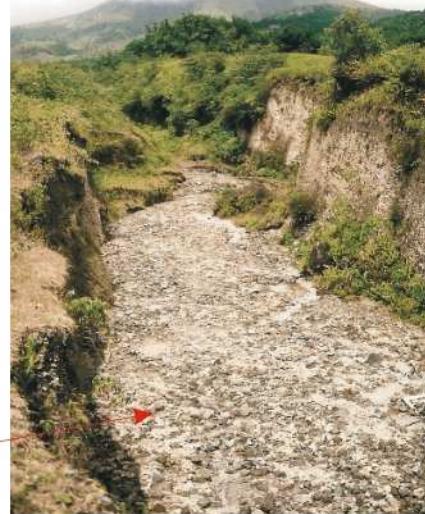
Planche photographique A7-03) Les lahars de la Rivière Sèche

A) L'instabilité superficielle du dôme 1929 à l'origine des lahars dans la Ravine Saint Martin



Photographie MANGUE A. (2001)

B) Le cours moyen de la Ravine Saint-Martin



C) La confluence avec la Rivière Sèche, où sont déposés les plus gros blocs transportés par les lahars de la Ravine Saint-Martin



Photographies LALUBIE G. (2007)

La photographie A de la planche photographique A7-03, prise en février 2001, nous permet de voir l'aspect du mouvement de terrain responsable des lahars dans la Ravine Saint-Martin. C'est un mouvement de terrain complexe, selon deux entités.

- La première entité du mouvement de terrain (noté A sur la figure A7-13) est la zone centrale, présente déjà avant 1902 (LACROIX A., 1902; PERRET F., 1939). C'est un éboulement par plaques de matériaux (sous jacents et antérieurs aux dépôts historiques) formant une niche d'effondrement concave. Il ressemble aux bassins de réception des autres cours d'eau de la Pelée, mais présente une activité géomorphologique bien plus active. L'escarpement sommital, quasiment vertical, a une amplitude de près de 50 m. Il se prolonge par un talus d'éboulis, très pentu et instable, jusqu'au fond du mouvement de terrain se trouvant à plus de 200m de dénivellation en dessous du haut de l'escarpement sommital. L'importance des talus d'éboulis indique que le stockage des matériaux est important.

Le grand cirque d'écoulement semble avoir lieu dans des pences altérées de couleur jaune-orange bien antérieures aux éruptions historiques. L'affleurement découvert par l'escarpement montre deux formations lithologiques ponceuses de couleurs distinctes, et peut-être même une troisième plus superficielle.

L'intérieur du mouvement de terrain est drainé longitudinalement par le bras principal de la Ravine Saint-Martin auquel viennent s'ajouter latéralement quelques petits affluents. Le bras principal creuse l'intérieur du mouvement de terrain en emportant les matériaux des talus d'éboulis. Les petites ravines latérales ont un rôle au niveau des flancs du mouvement de terrain. L'érosion régressive, plus active, forme des niches d'érosion dans les escarpements latéraux. Ces niches, comme l'intégralité des flancs du mouvement de terrain, sont presque entièrement végétalisées, ce qui traduit une activité géomorphologique plutôt modeste.

- La seconde entité du mouvement de terrain (notée B sur la figure A7-13), en amont de la première, n'est apparue qu'au cours de l'hivernage de l'an 2000. Elle est de même nature que le mouvement de terrain de la Rivière Chaude décrit précédemment. C'est un glissement translationnel superficiel avec l'éboulement des matériaux mobilisés dans le réseau hydrographique naissant. Des plaques superficielles non-cohérentes du dôme glissent sur les pentes de 60 % et se disloquent pour rouler au fond des petites ravines naissantes. Les matériaux mobilisés sont de l'andésite massive sombre de l'éruption de 1929, pauvre en particules fines.

Ce glissement-éboulement ne s'active qu'à l'occasion de fortes pluies, ce qui induit que les matériaux mobilisés ne restent pas stockés sur place, mais sont directement emportés par les écoulements liquides. L'intérieur de la seconde entité est constitué d'un réseau dense de petites ravines peu profondes. Ces petites ravines se déversent dans le bras principal, et comme lui, ne fonctionnent que pendant les averses remarquables. Leurs pentes, supérieures à 50 %, leur procurent un important pouvoir de transport et d'érosion. Le fond non cohérent des ravines ne doit pas manquer de s'enfoncer et ainsi favoriser l'érosion latérale. En mars 2007, la ravine principale drainant cette zone a d'ailleurs énormément raviné à l'aval du mouvement de terrain pour s'enfoncer de plus d'une cinquantaine de mètres dans les dépôts ponceux. Il semble donc que l'érosion à l'intérieur de cette seconde entité s'emballe. Les apports de matériaux au cours d'eau deviennent donc de plus en plus volumineux. Cependant, depuis 2007, cette entité s'est totalement végétalisée, illustrant l'irrégularité des processus d'érosion.

Les lahars sont donc produits par deux mécanismes différents :

- l'érosion régressive des escarpements verticaux avec la reprise des stocks du talus d'éboulis à l'intérieur de la première entité ;
- le glissement-éboulement des matériaux du dôme pour la seconde entité.

Une troisième cicatrice est aussi visible (repérée en C sur la figure A7-13), sur les photographies aériennes. Sa forme en fer à cheval pourrait faire penser à un glissement rotationnel. Depuis 1951, la cicatrice ne semble pas avoir été modifiée et elle a toujours été végétalisée. Ce glissement a pu s'amorcer sur les dépôts de l'éruption de 1929, alors qu'ils n'étaient, à l'époque, ni tassés, ni couverts de végétation. Mais, proche de la crête du versant, le ruissellement n'était pas suffisant pour l'activer,

alors que la végétation était en train de stabiliser les dépôts. Depuis, rien n'a bougé, mais il est clair que cette zone est fragile et risque de se mettre en mouvement, en cas de précipitations exceptionnelles, ou d'un séisme violent ou même lors du gonflement pré-éruptif du volcan. Sa mise en mouvement mobiliseraient de grandes quantités de matériaux et provoquerait un lahar très important.

A7- 3.2.2. L'étude diachronique de l'instabilité

Le contour de l'escarpement de la première entité n'a pas reculé de façon significative depuis 1951. Or, l'absence de végétation sur l'escarpement sommital (repéré en A) indique que l'érosion régressive a forcément dû faire reculer la paroi vers l'amont. Mais le recul est dans des proportions trop réduites pour être cartographié. En effet, le géoréférencement des photographies aériennes, le grain des photographies anciennes et la variation des ombres entre les photographies induisent une imprécision supérieure au recul d'escarpement. On peut quand même noter que l'escarpement sommital a reculé de manière significative dans sa partie ouest, en aval de la seconde entité. Les écoulements d'eau et de matériaux, descendant de la seconde entité, ont provoqué cette notable érosion régressive. La poursuite du phénomène fera disparaître cette partie de l'escarpement, laquelle deviendra le fond de la ravine principale de la seconde entité.

Latéralement, la progression de l'escarpement n'est pas non plus palpable cartographiquement. Déjà, l'abondante végétation nous avait suggéré une relative stabilité des escarpements latéraux.

On peut éventuellement suggérer que les éruptions ont réactivé des chutes de matériaux. Cela se décèle en observant la figure A7-14, représentant les escarpements actifs au cours des différentes années. En effet, sur le cliché de 1951, les traces d'une activité géomorphologique sont les plus nombreuses à l'intérieur de la première entité du mouvement de terrain. Puis, on voit clairement les zones actives diminuer au cours du temps, pour être rares en 2004 (sans prendre en compte la seconde entité). Pour évacuer tous ces matériaux au cours de cette période post-éruptive, on peut soupçonner que de volumineux lahars ont dû s'y produire assez fréquemment. Hélas, nous n'avons pas de témoignages relatant ces faits.

L'évolution la plus marquante reste donc cantonnée à la seconde entité, notée B, laquelle s'est créée pendant l'hivernage 2000. En 2004, elle mesurait $0,0134 \text{ km}^2$, pour une progression maximale de 175 m vers l'amont (figure A7-13) : soit une progression annuelle en surface de $0,0033 \text{ km}^2.\text{an}^{-1}$, et en longueur de 44 m.an^{-1} . On peut dire que la progression fut plus rapide que celle mesurée pour la Rivière Chaude. Mais dans le détail, on remarque que la progression annuelle, en surface, reste égale à la première période d'extension du mouvement de terrain de la Rivière Chaude, depuis la dernière éruption à 1951. Cela ne veut quand même pas forcément dire que l'activité géomorphologique soit plus intense lors de la formation de ces glissements-éboulements, que lors de sa croissance. En effet, au cours de cette même période, le glissement-éboulement de la Rivière Chaude a, quant à lui, progressé de $0,0058 \text{ km}^2.\text{an}^{-1}$, soit près du double.

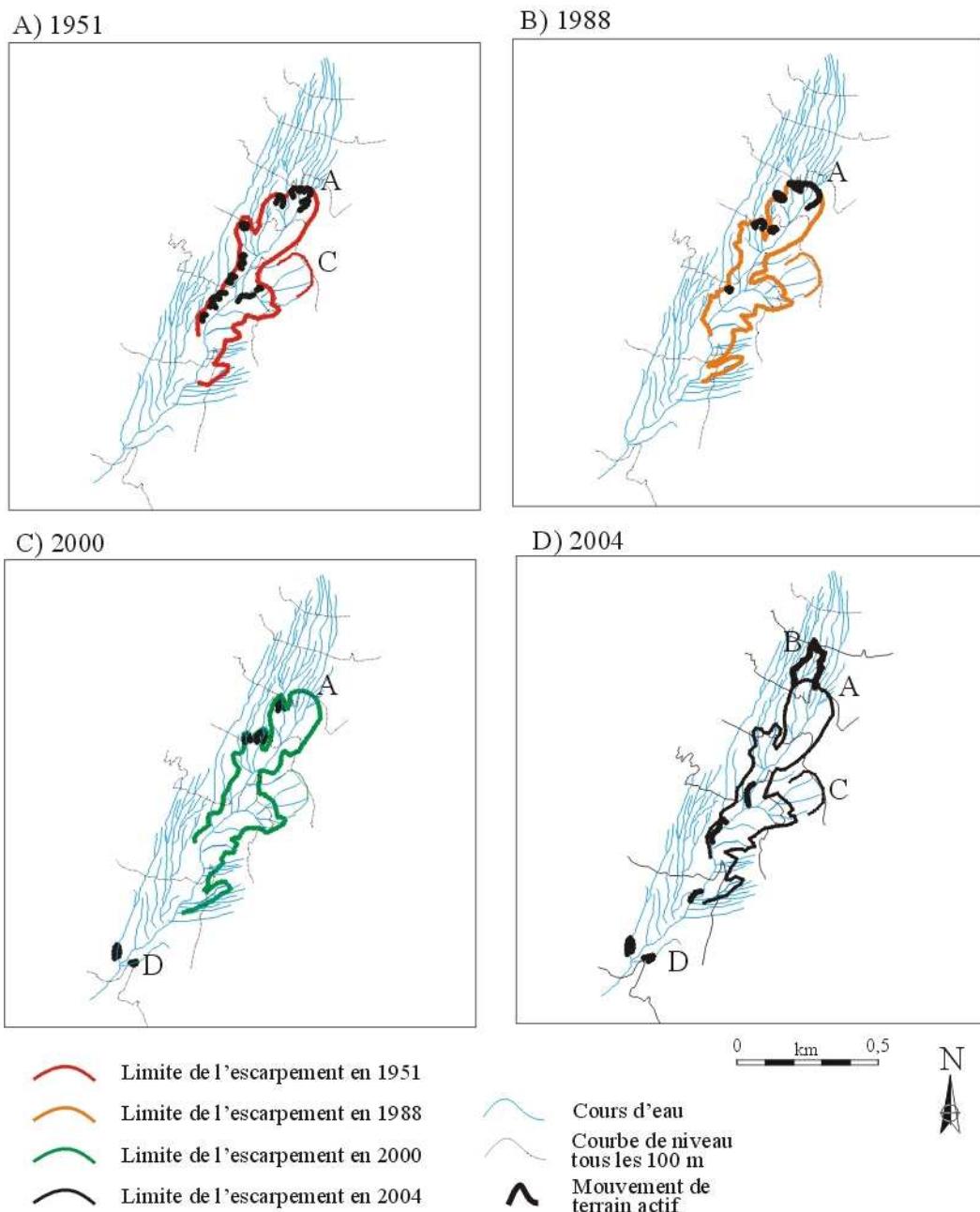
Si l'évolution suivait ce rythme, l'escarpement atteindrait le sommet du dôme (recul de 320 m) en huit ans, soit vers l'année 2012. Si l'on suppose l'évolution de l'escarpement à la même vitesse que son voisin de la Rivière Chaude, soit à 10 m.an^{-1} , l'escarpement atteindra le sommet du dôme dans un peu plus de trente ans, soit vers l'année 2040-2050. Cette estimation tente de tenir compte aussi que plus on se situe en amont et moins le ruissellement superficiel est possède un caractère érosif.

L'intégralité de la seconde entité est entièrement active et aucune végétation ne peut se développer à l'intérieur (figure A7-14).

On peut en outre remarquer des traces d'érosion (notées en D sur la figure A7-13) un peu plus en aval du grand mouvement de terrain. Elles se sont formées entre les années 1988 et 2000. Elles se situent de part et d'autre du cours principal au niveau de la confluence avec deux petites rivières. Elles sont le résultat des écoulements de ces petites rivières, lesquelles ont affouillé les berges de la Ravine Saint-Martin. Puis, par érosion régressive, les deux escarpements sont "remontés" le long des deux affluents. L'escarpement est donc devenu de plus en plus profond, donnant ainsi une capacité d'érosion plus importante aux écoulements. Le phénomène a pris de l'ampleur pour former deux importants escarpements. Les rivières responsables de cette très active érosion ne sont pas particulièrement remarquables par rapport aux autres affluents plus en amont ou plus en aval. Il paraît curieux qu'il eut

fallu environ 60 ans après la mise en place des dépôts et du réseau hydrographique, pour que l'érosion s'emballe. Seule une visite de terrain pourrait mieux caractériser ces deux escarpements et permettre d'en comprendre peut-être leur origine. En comparant les deux escarpements sur quatre ans, celui en rive droite a plus progressé ; il correspond logiquement à celui érodé par la ravine la plus importante.

Figure A7-14) Détail des mouvements de terrain actifs de la Ravine Saint-Martin aux différentes années



Conception: LALUBIE G (2007)

A7- 3.2.3. Les volumes mis en jeu

Selon le même procédé de calcul que pour le mouvement de terrain de la Rivière Chaude, nous avons déterminé le volume de matériaux mobilisés pour la seconde entité (notée B sur la figure A7-13) activée depuis l'an 2000.

Le volume total de matériaux mobilisés est d'environ 68 000 m³, ce qui donne un taux annuel de 17000 m³.an⁻¹. Ce taux est, plus de trois fois, inférieur par rapport au mouvement de terrain similaire de la Rivière Chaude. Ces faibles valeurs peuvent être expliquées par le fait que nous sommes dans l'amorce du phénomène et qu'il n'a pas encore atteint sa phase de croissance.

A7- 3.3. Description des lahars de la Ravine Saint-Martin

Une chose est certaine, les lahars ont dû être différents au cours du temps. On peut distinguer trois périodes :

- de 1932 à 1951 au plus, quand ils étaient les plus volumineux et les plus fréquents, il a fallu éliminer les matériaux éruptifs, et creuser le lit du cours d'eau. Les lahars devaient être composés d'un mélange de blocs andésitiques du dôme, de dépôts pyroclastiques des versants en rive droite et de pences et cendres volcaniques plus ou moins altérées mobilisées dans le mouvement de terrain ;

- de 1951 au plus tard à l'an 2000, quand les lahars devaient être modestes et rares. En effet, les volumes mobilisés par le mouvement de terrain étaient relativement réduits. Ils étaient composés en majorité de fines et de pences altérées. Les blocs qu'ils transportaient étaient prélevés au lit et aux berges du cours d'eau. Si l'on considère que la mobilisation des matériaux se produisait lors des pluies exceptionnelles, les coulées de boues devaient être largement diluées. Il est alors fort probable que les écoulements soient hyperconcentrés et non monophasiques stricts, comme l'exige la définition des lahars ;

- depuis l'an 2000, les lahars doivent retrouver une composition similaire à ceux post-éruptifs, avec une part non négligeable de blocs provenant du dôme de 1929. Leurs volumes plutôt modestes sont proportionnels aux matériaux mobilisés sur le dôme au niveau de la seconde entité.

Les lahars doivent donc commencer par une avalanche de débris au niveau de la seconde entité. En tombant dans la première entité, les matériaux provoquent son érosion (figure A7-13) et surtout mobilisent ceux de son talus d'éboulis. La coulée se charge alors de pences et de particules fines. On passe ainsi d'une avalanche de débris à une coulée de débris granulaires directement au pied de la première entité. La coulée de débris peut alors dévaler la Ravine Saint-Martin. En puisant des matériaux dans le cours d'eau et sur ses berges, elle ne doit pas modifier radicalement sa composition, car le substrat est à peu près équivalent.

Nous ne savons pas s'il s'est produit des lahars depuis l'an 2000. La visite sur le terrain du cours moyen permet d'observer le lit mineur totalement plat, non creusé par le ruissellement ultérieur, typiquement caractéristique des écoulements monophasiques.

De plus, les mesures de granulométrie au niveau de la confluence (figure A7-15) nous permettent de formuler plusieurs observations :

- la granulométrie en aval de la confluence entre la Ravine Saint-Martin et la Rivière Sèche est la plus grossière, avec les particules les plus volumineuses ;

- la granulométrie de la Ravine Saint-Martin est quasiment équivalente à la granulométrie de la Rivière Sèche proche de l'embouchure ;

- le pourcentage de particules inférieures à 20 mm est équivalent entre la Ravine Saint-Martin et la Rivière Sèche à l'aval de la confluence.

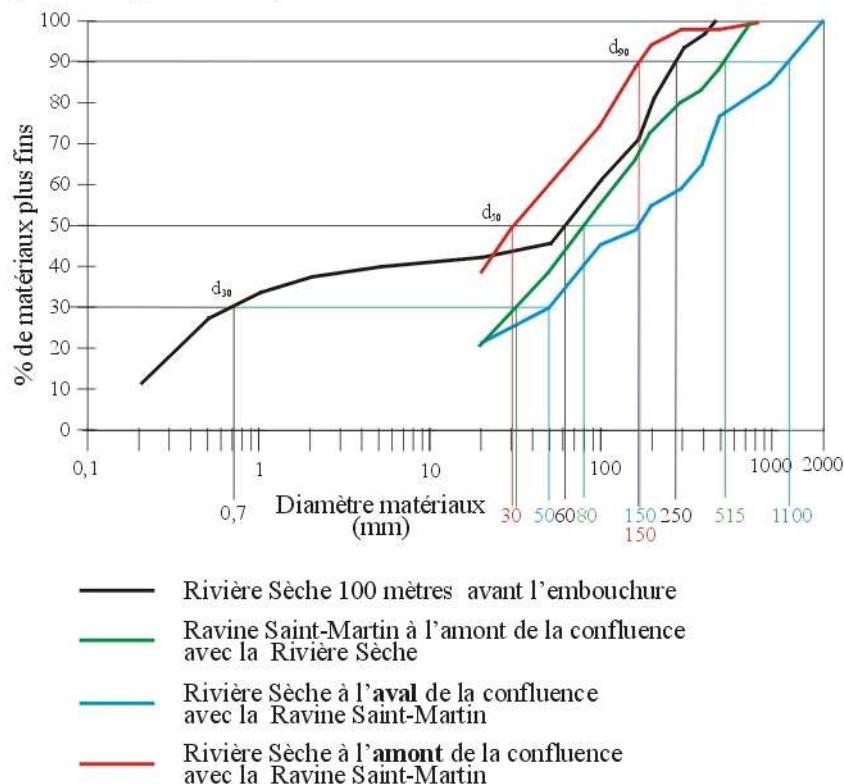
Enfin, on peut observer que le lit de la Ravine Saint-Martin est devenu plus rectiligne et le recouplement d'un méandre (appendice 5, § A5- 2.2.3.2, figure A5-17) concernant les modifications de la Ravine Saint-Martin. Sur les flancs du Merapi, en Indonésie, LAVIGNE F. (2001) avait décrit ces phénomènes de sapement latéral des berges convexes des sinuosités, ou la disparition de méandres prononcés (présence d'un pédoncule) par déversement suite aux lahars volumineux. Ainsi, les lahars empruntant la Ravine Saint-Martin stoppent leur progression en aval de la confluence avec la Rivière Sèche, quand le lit mineur s'élargit du fait des écoulements de la Rivière Sèche et où la pente s'adoucit. Donc, à l'aval de la confluence, les très gros blocs sont stockés dans le lit. On voit d'ailleurs que les deux sites débutent avec le même taux de particules fines (figure A7-15). C'est donc les lahars de la

Ravine Saint-Martin qui interviennent en grande majorité dans la dynamique d'approvisionnement des matériaux au cours aval de la Rivière Sèche.

Peut-être que les lahars les plus modestes d'entre eux arrêtent leurs courses dans la Ravine Saint-Martin, mais la pente importante du cours d'eau (figure A7-12) ne priviliege pas cette hypothèse. Les coulées les plus importantes peuvent aussi atteindre la mer, mais ayant stocké une partie des matériaux les plus grossiers à l'aval de la confluence, elles n'engendrent donc pas de modifications importantes du lit de la Rivière Sèche au niveau de l'embouchure. Cette situation pourrait évoluer si les lahars devenaient plus nombreux et plus volumineux.

Figure A7-15) Comparaison de la granulométrie sur la Rivière Sèche

A) Courbes granulométriques



B) Diamètres caractéristiques des matériaux en mm

Quantile	d_{30}	d_{50}	d_{90}
Rivière Sèche embouchure	0,7	60	250
Ravine Saint-Martin	30	80	515
Rivière Sèche aval confluence	50	150	1100
Rivière Sèche amont confluence	<20	30	150

APPENDICE 8

Les modifications morphologiques engendrées par les carrières

A8- 1. La Rivière des Pères

Pour laver ses matériaux, la carrière prélève les eaux de la Rivière des Pères. Ces eaux sont dirigées par un canal vers une retenue à l'intérieur de la carrière où elles sont stockées.

Les activités de la carrière de la Rivière des Pères remanient largement le lit du cours d'eau, de la prise d'eau jusqu'à la mer, soit sur le dernier kilomètre. Elles canalisent le lit mouillé selon les prélèvements effectués dans le lit mineur et terrassent également le lit mineur pour s'en servir de piste pour les engins. Les berges, et surtout celle de la rive droite, sont aussi entièrement remaniées. Elle est actuellement constituée d'une butée faite exclusivement de matériaux fins sans cohésion. Le substrat et les berges de la Rivière des Pères sont donc très instables et peuvent être mobilisés en cas de crue.

Le dernier affluent de la Ravine Beauséjour, ainsi que le dernier affluent de la Rivière des Pères, ont été dirigés vers la retenue d'eau. Leurs cours ont donc été modifiés et, en cas d'écoulements superficiels intenses, il y a des risques pour qu'ils divaguent en suivant les pistes tracées dans la carrière.

Nous voyons ainsi que le réseau hydrographique est fortement perturbé par les activités de la carrière. Outre les ruissellements que son activité provoque, l'aménagement des cours d'eau (affluents, comme la Rivière des Pères) est souvent une cause du débordement et de la divagation des écoulements de crues. Les habitations proches de l'embouchure de la Rivière des Pères et celles situées entre la carrière et la mer sont ainsi particulièrement menacées en cas de ruissellement.

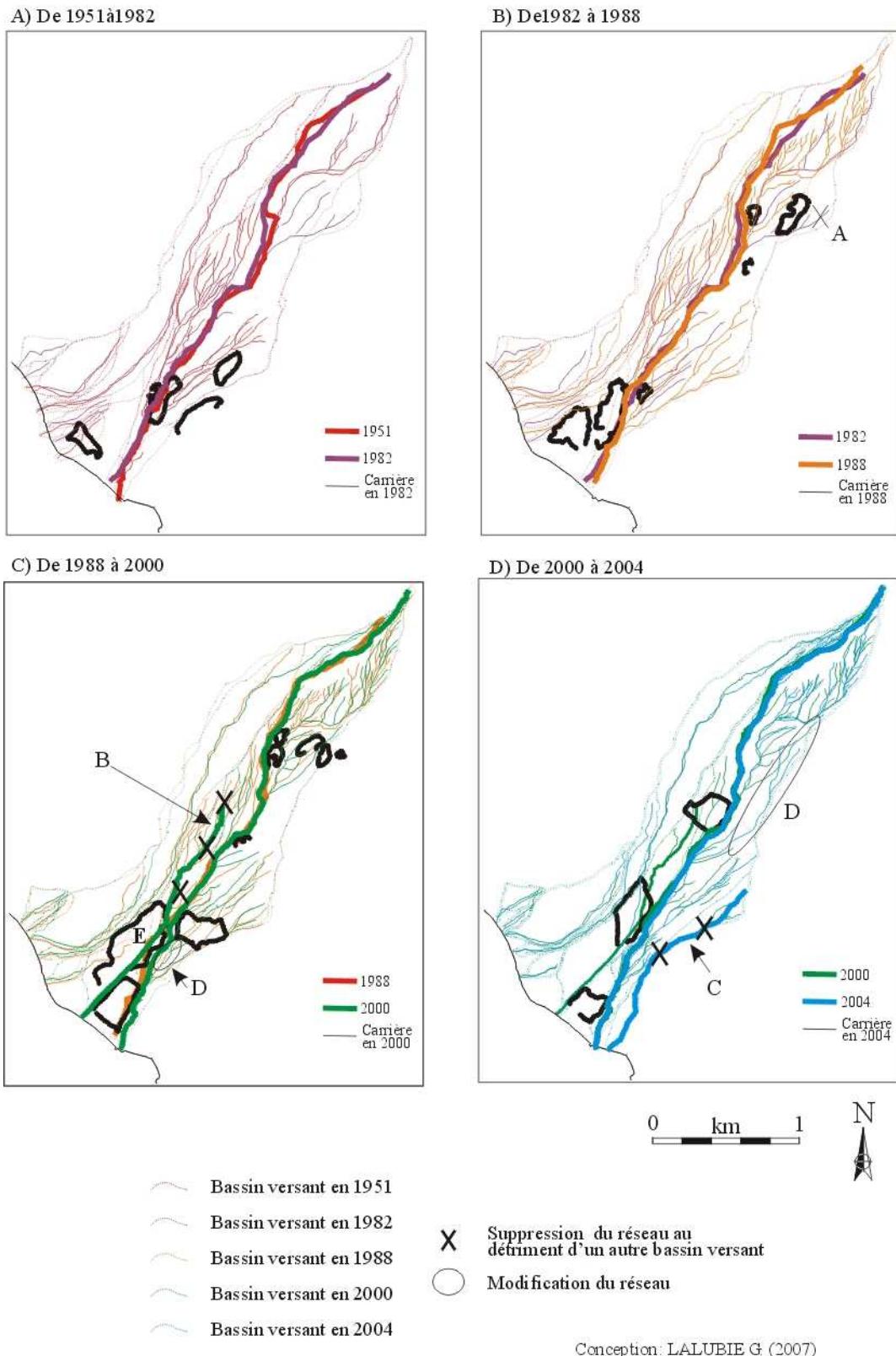
A8- 2. La Ravine Rivière Blanche

Plusieurs carrières ont été exploitées dans la Coulée de la Rivière Blanche après les années 1950. Elles offrent des matériaux volcaniques historiques, d'une très bonne qualité puisqu'ils ne sont pas encore altérés.

La Ravine Rivière Blanche est une ravine sèche. Son cours aval a été effacé du paysage du fait des travaux des carrières (prélèvements et terrassements pour les pistes). Il n'a pas été effacé sur les trois cents mètres avant la côte, mais disparaît à nouveau sur les derniers cinquante mètres en croisant la route départementale n°10.

Au fil du temps, son réseau hydrographique a été réduit par les carrières, au détriment des bassins versants voisins. Nous voyons sur la figure A8-01, qu'entre 1982 et 1988, à la suite de prélèvements de matériaux, la Ravine Rivière Blanche a perdu une partie d'un affluent (rive gauche), noté A sur la figure A8-01 B). Ses eaux descendent maintenant dans la Rivière Sèche. Puis, entre 1988 et 2000, c'est tout le sous-bassin versant d'un affluent (rive droite) que la Ravine Rivière Blanche a perdu. Aux alentours des années 1995, un nouveau site de prélèvement de matériaux a été exploité et a formé un escarpement de coupe, noté E sur la figure A8-01 C. Cet escarpement remonte le versant au fur et à mesure des prélèvements de matériaux, jusqu'à finir par atteindre le réseau hydrographique de l'affluent. Ses eaux tombent ainsi à l'intérieur de l'escarpement avant d'atteindre la mer, plutôt que de filer vers la Ravine Rivière Blanche. Cet affluent est donc devenu un cours d'eau à part entière et sera appelé pour cette étude la Ravine "Carrière". Nous détaillons l'évolution de la Ravine Carrière dans le § A8- 3, suivant.

Figure A8-01) Modifications du tracé de la Ravine Rivière Blanche par les carrières



Entre 2000 et 2004, c'est le dernier affluent (rive gauche), noté C sur la figure A8-01 D) qui est perdu par la Ravine Rivière Blanche. Il semble que ce soit en traçant des pistes pour l'accès des véhicules aux carrières que les écoulements de cet affluent C ont été détournés. Cet affluent est donc devenu un cours d'eau indépendant. Mais, cela n'est pas irréversible, compte tenu de l'absence de relief bien marqué et du fait que la zone est continuellement remaniée par des travaux de terrassement, de stockage et de prélèvement de matériaux. Cette ravine peu marquée est appelée pour cette étude la Ravine "Discrète".

De plus, entre 50 et 200 m d'altitude, les travaux des carrières ont totalement enlevé les matériaux des dernières éruptions. Des anciens dépôts pyroclastiques indurés affleurent et le lit de la Ravine Rivière Blanche n'est alors plus marqué dans le paysage. Il mesure jusqu'à plus de cinquante mètres de large et les divagations seront désormais inévitables en cas d'écoulements importants. Les eaux de ruissellement s'étaleront et emprunteront les pistes.

Enfin, nous pouvons observer sur les figures A8-01 C) et A8-01 D), des cours d'eau se créer en aval des zones d'exploitation. Ils sont notés D sur les deux figures. Ils n'ont, par contre, aucune influence particulière sur les écoulements globaux de la Ravine Rivière Blanche.

En résumé, la Ravine de la Rivière Blanche a vu son bassin versant diminuer en surface de 1982 à 2004 en passant de 1,6 km² à 1,2 km². Cela fait une diminution de 25 % en 22 ans, au détriment des bassins versants voisins.

Depuis 2007, un bassin de rétention, dans un bassin versant voisin, a son exutoire dans la Ravine Rivière Blanche. Il recueille les eaux d'un bassin versant de 0,82 km² (§ A8- 3, suivant). Si les eaux venaient à y déborder, le bassin versant deviendrait alors d'environ 2,3 km², soit 40 % supérieur à sa superficie naturelle. Les risques de débordements sont donc accrus d'autant.

La Ravine Rivière Blanche et la Ravine Discrète sont des cours d'eau largement modifiés par l'exploitation des carrières. L'absence de lit bien marqué à l'aval rend encore plus divagant les écoulements de crue. A l'aval, l'absence de chenaux, pour franchir la route départementale, aggrave encore le risque lors des écoulements.

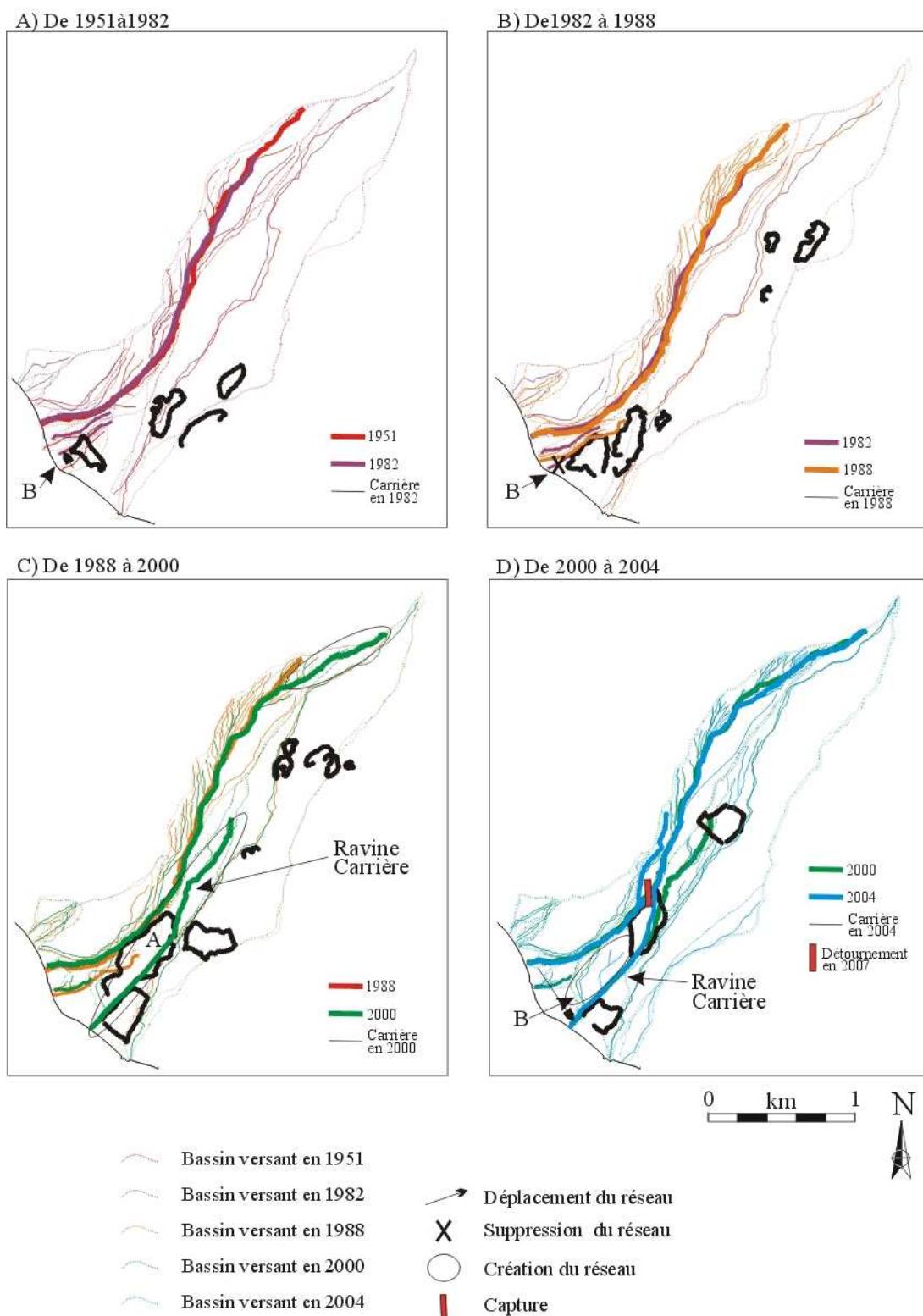
A8- 3. La Ravine Falaise Rouge

Les carrières de la Coulée de la Rivière Blanche sont également responsables des modifications du réseau aval du bassin versant de la Ravine Falaise Rouge.

La Ravine Falaise Rouge est une ravine sèche en pleine formation, notamment en ce qui concerne son cours amont. Elle a aussi été modifiée dans son cours moyen par les carrières. Nous pouvons voir sur la figure A8-02 les différents emplacements des zones d'exploitation. Aux alentours des années 1995, un nouveau site de prélèvement de matériaux a été exploité et a formé un escarpement de coupe, noté A sur la figure A8-02 C). Le recul de cet escarpement va entraîner de profondes modifications du cours de la Ravine Falaise Rouge. Il est visible sur les clichés de l'an 2000.

En 2000, cet escarpement était suffisamment remonté pour capturer des affluents de la Ravine Rivière Blanche et former un nouveau bassin versant en amont de l'escarpement de 0,14 km². Ce nouveau cours d'eau est appelé dans cette étude la Ravine "Carrière". L'exutoire du nouveau bassin versant à l'aval de l'escarpement n'est absolument pas inscrit dans le paysage. Au mieux, les écoulements des crues suivent la piste empruntée par les véhicules des carrières. Plus grave, ces écoulements peuvent divaguer sur les surfaces totalement remaniées par les prélèvements et les terrassements effectués plus en aval, par les premières exploitations proches de la mer. En circulant sur ces substrats non cohérents et sans vallée réellement définie, les écoulements se chargent en matériaux par érosion, en creusant de nouvelles ravines. Ces écoulements de crues divagants et chargés de matériaux sont particulièrement dangereux et imprévisibles. Ils risquent d'endommager aussi bien la route départementale 10 que les quelques constructions (heureusement peu nombreuses) situées proche de la mer. En l'an 2000, le bassin versant de la Ravine Carrière s'étendait sur une surface de 0,34 km².

Figure A8-02) Modifications du tracé de la Ravine Falaise Rouge par les carrières

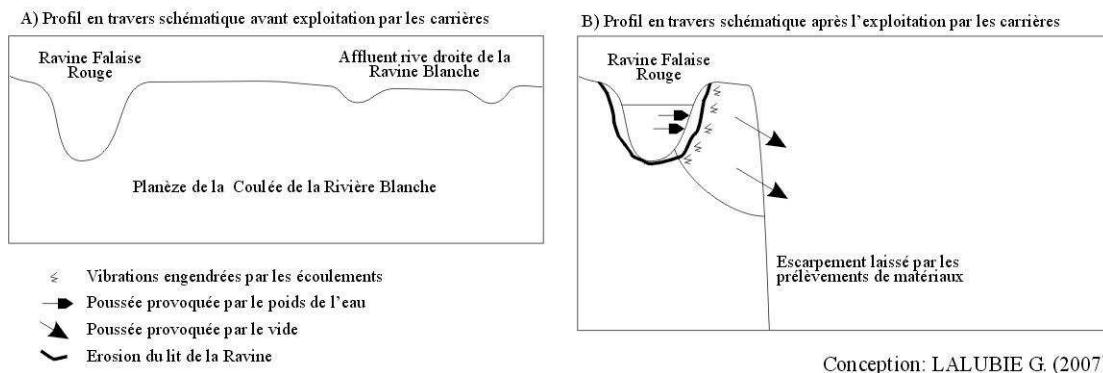


Conception: LALUBIE G. (2007)

Entre 2000 et 2004, l'escarpement a encore reculé. Il n'est plus séparé de la Ravine Falaise Rouge que par une petite frange de terre, laquelle peut s'effondrer à tout moment à l'intérieur de l'escarpement (figure A8-03). L'effondrement de cette frange de terre nous paraissait (avant mars 2007) inévitable pour plusieurs raisons :

- la poussée créée par le vide de plus de 50 m d'amplitude du côté de l'escarpement ;
- le poids de l'eau du côté de la Ravine Falaise Rouge ;
- l'érosion latérale du talus par les écoulements de crues de la Ravine Falaise Rouge ;
- les vibrations consécutives aux écoulements fragilisant la frange de terre.

Figure A8-03) Possibilité de capture de la Ravine Falaise Rouge par la Ravine Carrière



Conception: LALUBIE G. (2007)

Il n'y a pas eu besoin d'attendre l'effondrement naturel de la paroi, puisque lors de notre visite en mars 2007 (planche photographique A8-01), le recul de l'escarpement par l'exploitation de la carrière a purement et simplement coupé la Ravine Falaise Rouge sur 100 m...! Ainsi, les eaux des deux-tiers supérieurs de la Ravine Falaise Rouge se déversent désormais à l'intérieur de l'escarpement de coupe. En amont de l'escarpement, le bassin versant de la Ravine Falaise Rouge est d'une superficie de 0,58 km². La capture des eaux par la nouvelle Ravine Carrière a fait passer la superficie de son bassin versant de 0,34 km² à 0,82 km².

En aval de l'escarpement, les écoulements de crue sont maintenant bien plus volumineux dans la Ravine Carrière depuis cette capture. Mais la Ravine Carrière n'a pas de lit réel. Les eaux suivent les lignes de plus grande pente, modifiées au gré des prélevements et des stockages de matériaux et des travaux de terrassement pour les pistes. Ainsi, ces flots volumineux, divagants et érosifs seraient à même de provoquer de sérieux dégâts pour les activités et les infrastructures situées dans la Coulée de la Rivière Blanche.

En mars 2007, il semble qu'une nouvelle fosse de prélevement de matériaux, d'une capacité d'environ 40 000 m³, proche de la côte, fasse office de bassin de rétention, avec un exutoire dans la Ravine Rivière Blanche. Deux problèmes se posent :

1- la capacité du bassin de rétention équivaut à une lame d'eau efficace de 50 mm, pour un bassin versant de 0,8 km², ce qui est très faible. Il faut, bien entendu, y ajouter les infiltrations, qui sont très importantes sur ces dépôts pyroclastiques, mais aussi y retrancher le volume de matériaux transportés par les écoulements liquides. Face aux pluies cycloniques, la capacité du bassin nous paraît bien trop limitée.

2- à l'exutoire de l'escarpement le plus en amont (au niveau de la capture), les eaux sont dirigées vers le bassin de rétention, par un tas de particules fines, résidu du nettoyage des sables et des roches, qui, à notre avis, ne résistera pas à l'érosion. Les eaux risquent alors d'emprunter à nouveau le talweg de la zone, peu marqué, mais se dirigeant un peu plus au nord que la Ravine Carrière en 2004, entre cette dernière et la Ravine Falaise Rouge.

Les aménagements nous paraissent donc sous-évalués et insuffisants par rapport à la menace. Le bassin versant de la Ravine Carrière, ravine totalement artificielle sans lit propre, est devenu le point le plus dangereux du massif de la Montagne Pelée.

Planche photographique A8-01) La Ravine Falaise Rouge

A) Interruption de la Ravine Falaise Rouge par la carrière



B) Réapparition du lit de la Ravine Falaise Rouge



C) L'aval de la Ravine Carrière



Photographies: LALUBIE G (2007)

Le bassin versant de départ de la Ravine Falaise Rouge passe, lui, de 0,76 km² en 1951 à 0,60 km² en 2000, pour n'atteindre plus que 0,12 km² depuis la capture. Les écoulements, diminués en volume, devraient rester cantonnés dans le lit, calibré naturellement pour des volumes bien plus importants. En effet, la Rivière Claire empruntait le dernier affluent droit de la Ravine Falaise Rouge et celle-ci, après leur confluence (appendice 5, § A5- 1.1.3). Le lit aval de la Ravine Falaise Rouge, qui fut le lit d'un grand cours d'eau et donc calibré pour un bassin versant de 3 km², est alors surdimensionné par rapport à la surface d'origine du bassin versant (avant sa capture par la carrière). Il a une section de 30 m de profondeur, par 30 m de large, alors qu'elle est de 8 m par 15 en amont du dernier affluent. Il est maintenant d'autant plus surdimensionné que le bassin versant est ramené à 0,12 km².

Nous pouvons enfin observer qu'une petite rivière, au sud de la Ravine Falaise Rouge, notée B sur la figure A8-02, a également eu son tracé modifié, entre 1951 et 1982, puis bouché du fait de l'activité des carrières entre 1982 et 1988. A partir de 1988, des affluents (rive droite) de la Ravine Carrière se sont formés en lieu et place de la petite rivière B disparue.

C'est donc toute la zone comprise entre la Ravine Falaise Rouge et la Ravine Carrière qui est en plein bouleversement. Le réseau hydrographique n'est pas inscrit dans le paysage et se trouve continuellement chamboulé par l'activité des carrières. Des chenaux sont aussi totalement absents à l'aval, pour le franchissement de l'unique route.

A8- 4. La Ravine Fond Canonville

La carrière de la Ravine Fond Canonville a été mise en valeur après les années cinquante. Elle s'étend entre la Ravine Fond Canonville au nord et la Rivière Claire au sud. La figure A8-04 reconstitue le réseau hydrographique et on peut ainsi remarquer plusieurs modifications.

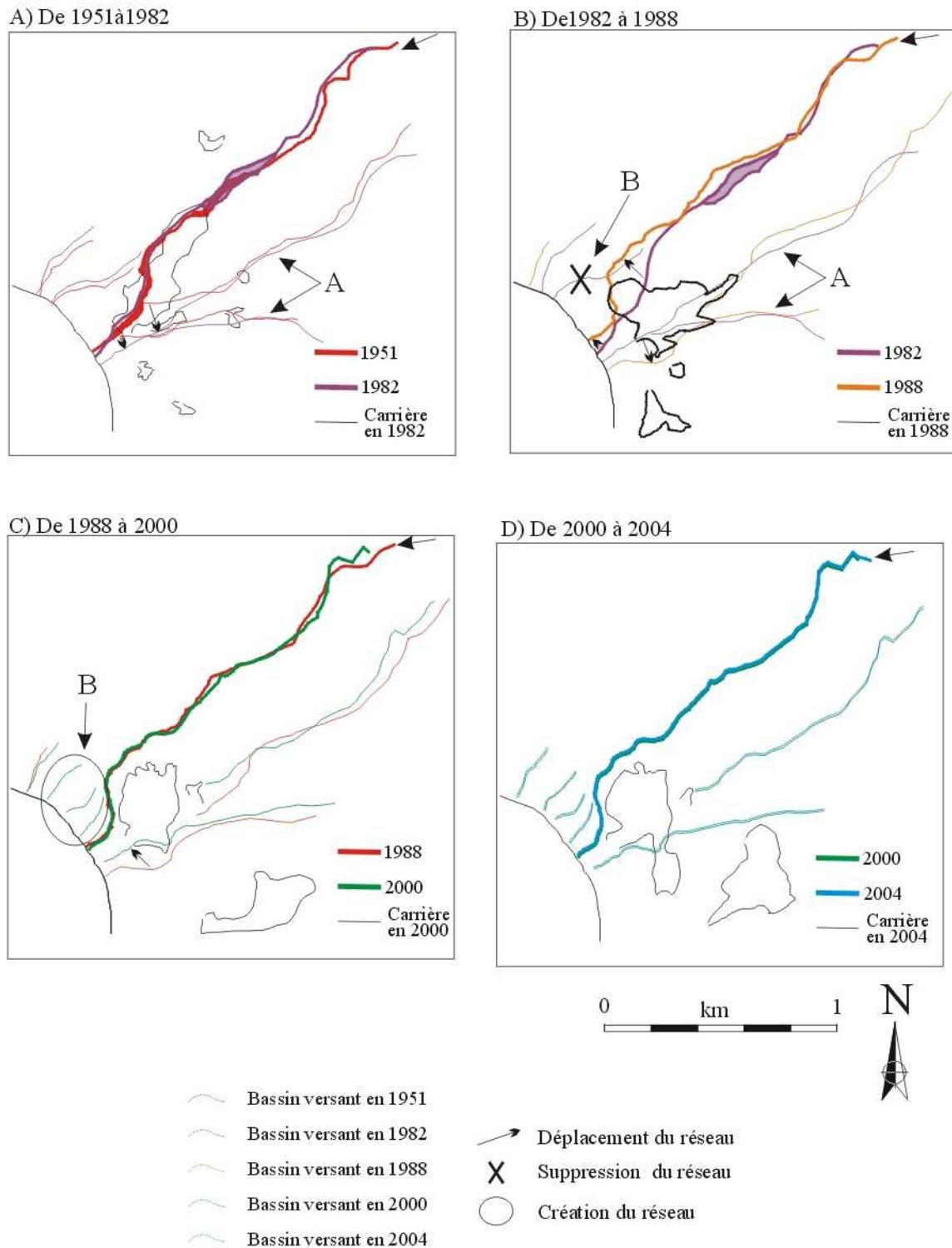
Tout d'abord, entre 1951 et 1982, les deux derniers affluents (notée A sur la figure A8-04 A) en rive gauche de la Ravine Fond Canonville ont été détournés vers le sud dans la carrière et se sont réduits à une seule rivière, laquelle file jusqu'à la mer. Entre 1982 et 1988, cette nouvelle rivière fut encore repoussée vers le sud par les activités grandissantes de la carrière. Enfin, entre 1988 et 2000, on lui a restitué son tracé de 1982. Cette nouvelle rivière à deux bras, qui au départ étaient deux affluents, n'est donc pas stabilisée dans son cours aval. Tout ruissellement intense provoquera des désordres dans la carrière et à l'aval de celle-ci.

Le cours principal de la Ravine Fond Canonville a été dévié d'environ 200 m entre 1982 et 1988, afin que la carrière puisse s'étendre vers le nord. L'embouchure n'a été déplacée que d'une vingtaine de mètres. Le lit de la Ravine Fond Canonville a donc été tracé avec des engins de terrassement. Il est canalisé entre deux talus faisant office de berges, édifiées de matériaux fins. Depuis cette modification, le lit n'a plus été déplacé, mais il est continuellement retracé à coup d'engins mécaniques, après tout ruissellement morphologiquement actif.

Il reste encore à constater que la petite rivière, notée B sur la figure A8-04 B), a disparu au détriment du déplacement de la rivière Fond Canonville, entre 1982 et 1988. Après 1988, trois petites rivières se sont constituées, pour drainer la zone, à la place de la première, disparue.

C'est donc dans toute la basse vallée de la Ravine Fond Canonville, quand les versants s'écartent pour former un pseudo lit majeur, que le réseau hydrographique a été largement modifié. Que ce soit le cours d'eau principal, ou les petites rivières secondaires, ils ont été chamboulés sous l'action des terrassements de la carrière. Il n'est alors pas étonnant de constater dans toute cette zone des désordres à l'occasion de toutes les précipitations exceptionnelles. Et ceci, pas uniquement en aval de la carrière. Pendant le cyclone Cyndi d'août 1993, à cause du ruissellement divagant, les dégâts avaient été importants dans cette basse vallée. La route départementale et des maisons individuelles avaient été partiellement endommagées, aussi bien par des atterrissements que par des griffes d'érosion.

Figure A8-04) Modifications du tracé de la Ravine Fond Canonville par les carrières



Conception: LALUBIE G (2007)

A8- 5. La Rivière du Prêcheur

Quoique loin de toute carrière, la Rivière du Prêcheur n'en est pas moins la seule où couramment les gros blocs sont prélevés, pour fournir les enrochements côtiers. Pour extraire seulement les blocs, le lit mineur est chamboulé avec des pelles mécaniques et ils sont chargés sur des camions. Le lit mouillé est détourné au gré des pistes aménagées, et terrassées pour être empruntées par les camions. Ces pistes peuvent parfois être surélevées et ainsi réduire la largeur et la capacité de transit du lit mineur. Cette situation n'est pas vraiment préjudiciable en termes de volume de matériaux prélevés ou d'éventuels déficits de stock de substrat. Le problème se situe surtout en termes de stabilité du lit. En effet, le pavage étant totalement rompu et le profil en long devenu chaotique, le substrat instable peut-être mobilisé facilement durant les crues. Le transport solide étant déjà à la capacité maximale du torrent, les écoulements en crues pourraient se concentrer davantage et se transformer en lahar.

Ainsi, les transports solides étant déjà très importants dans ce cours d'eau, toute intervention dans le lit doit garantir la stabilité du substrat, ainsi que celle des berges, afin de limiter les risques de mobilisation massive de matériaux par les crues. Ces prélevements devraient être mieux accompagnés et surveillés, en faisant attention à différents points :

- estimer les volumes mis en jeu par le transport solide naturel de la rivière ;
- déterminer les zones d'atterrissement ou d'érosion dans le lit pour les tronçons concernés par les prélevements ;
- déterminer les endroits de curage, afin qu'ils se remplissent à nouveau lors des crues ultérieures, et assurer autant que possible la protection du bourg ;
- préciser les méthodes d'extraction et les volumes des matériaux prélevés dans un souci de ne pas rompre l'équilibre du lit et d'aggraver les processus d'érosion. Par souci d'être complet, il serait souhaitable de contrôler l'impact de tels prélevements sur la faune et la flore aquatique de la rivière, mais aussi du milieu marin.

APPENDICE 9

Les lahars des futures éruptions de la Montagne Pelée

A9- 1. Le risque laharique pour les éruptions phréatiques

Au cours des futures éruptions phréatiques, les débordements des aquifères et les éruptions de boue seront responsables des lahars dans les cours d'eau. Rivière Claire et Rivière Sèche seront les premières touchées (figure A9-01). Il n'est pas impossible que les sources chaudes de la Rivière Pointe Lamare et de la Grande Rivière (Appendice 10, § A10- 3 et A10- 4) s'intensifient et deviennent des petits cratères de boue. Les trépidations du volcan et les explosions de vapeur risqueront aussi d'activer le grand mouvement de terrain instable de la Rivière du Prêcheur et d'engendrer de volumineux lahars. BOULOC J. (1981) en fait mention pour l'éruption phréatique de 1851 (Appendice 7, § A7- 1.2). Les volumes d'eau émis dans les zones fumeroliennes seront sans doute modestes, et peu capables de causer des dommages, puisque les lits sont déjà bien marqués par les crues cycloniques. Les volumes de matériaux solides émis, là encore, resteront modestes, que ce soit en cendre, en roche ou en boue. C'est plutôt la succession des lahars, si jamais l'éruption phréatique devait durer, qui pourrait entraîner les premiers dégâts au niveau des ponts de la RD 10 et isoler par voie terrestre le bourg du Prêcheur du reste de l'île. Selon STIELTJES L. *et al.* (2001), une épaisseur de cendre supérieure à 0,5 m serait nécessaire pour que le danger de lahars se concrétise.

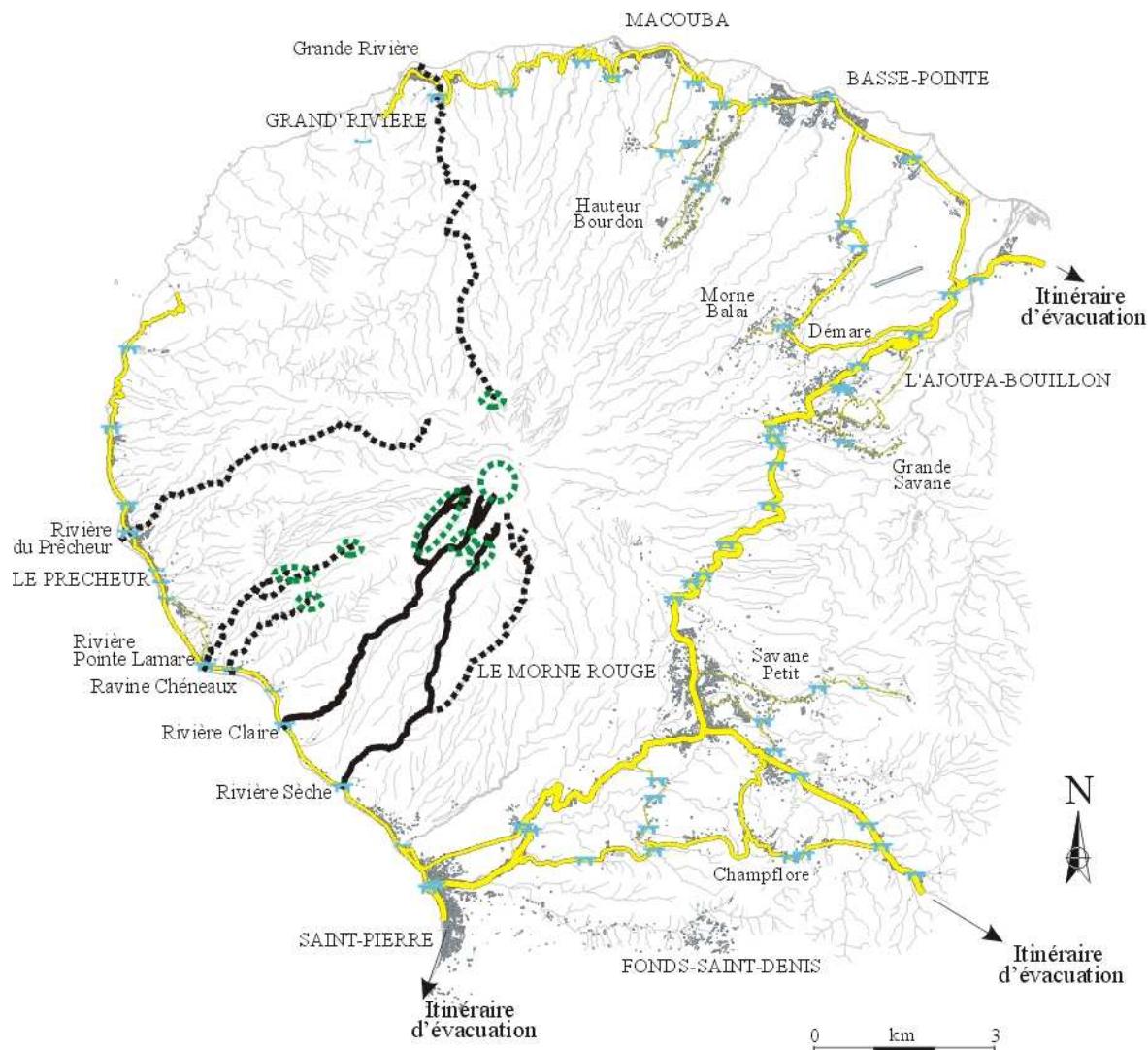
A9- 2. Le risque laharique pour la phase pré-éruptive (phréato-magmatique)

La phase pré-éruptive correspond aux quelques jours précédant la première explosion paroxysmale. En plus de l'intensification de l'éruption phréatique, le volcan émet des matériaux frais dont les dépôts peuvent dépasser le mètre d'épaisseur autour du sommet, de préférence sous le vent. C'est en général au tout début de cette phase que l'évacuation est ordonnée. Il faudra être vigilant, et ne pas la déclarer trop tard, car certains ponts, stratégiques pour l'évacuation des populations, seront déjà soumis à des lahars et ne semblent pas adaptés à les supporter (figure A9-02). Comme avant le 8 mai 1902, les cours d'eau prenant leur source sous le sommet du volcan, ainsi que ceux du flanc Caraïbe, seront affectés par des lahars importants et surtout répétitifs.

L'addition des matériaux de l'éruption phréatique et de ceux de cette phase pré-éruptive, pourrait donner des épaisseurs de cendre assez importantes au sommet, surtout si ces deux phases traînaient en longueur. Les lahars du flanc Caraïbe risqueront d'entraîner des dégâts importants du fait de leur répétition depuis l'éruption phréatique. La route départementale 10 devrait être coupée en plusieurs endroits côté Caraïbe. Les habitations, le long de la côte entre Saint-Pierre et le Prêcheur, seront donc menacées par le débordement des lahars au niveau des cônes de déjection.

A l'inverse, la RD 10 devrait être épargnée sur le flanc Atlantique. La probabilité que certains ponts soient détruits sera faible au début de ce stade éruptif, mais augmentera au cours du temps. Ce risque concerne les ponts de la Grande Rivière, de la Rivière de Macouba, de la Rivière de Basse Pointe et de la Rivière Falaise.

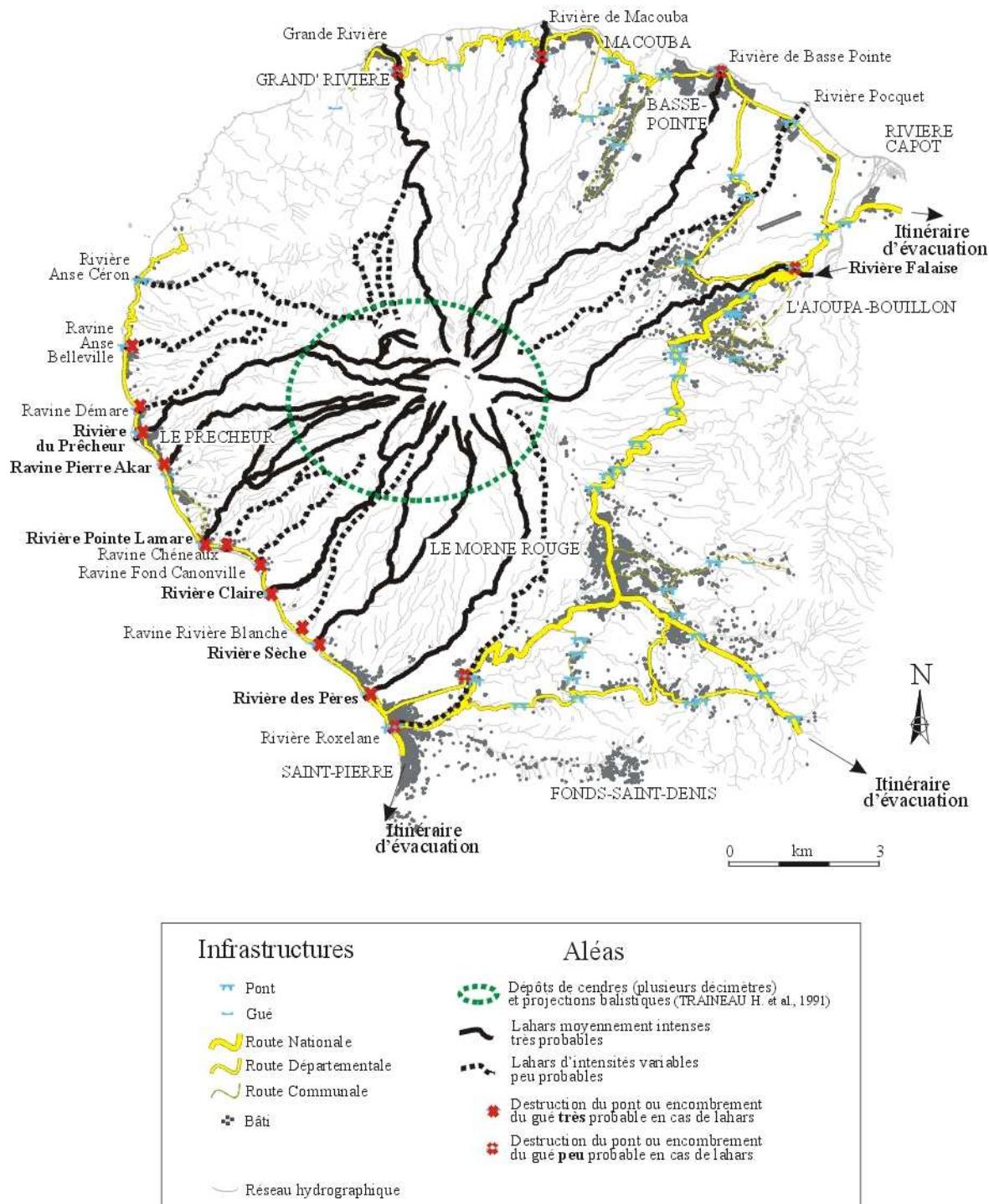
Figure A9-01) Les cours d'eau probablement atteints par des lahars lors d'une éruption phréatique indépendante ou pré-magmatique



Infrastructures	Aléas
Pont	Dépôts de cendres probables
Gué	Lahars moyennement intenses très probables
Route Nationale	Lahars d'intensités variables peu probables
Route Départementale	
Route Communale	
Bâti	
Réseau hydrographique	

Conception: LALUBIE G

Figure A9-02) Les cours d'eau probablement atteints par des lahars lors d'une éruption phréato-magmatique



Conception: LALUBIE G

A9- 3. Le risque laharique pour les éruptions de type "Mérapí"

Comme en 1929, l'éruption peut se borner à former un dôme et à déverser ses dépôts pyroclastiques dans la Coulée de la Rivière Blanche, coupant ainsi la route départementale 10. Les conséquences sur le reste du massif volcanique seraient plus réduites (figure A9-03). Des lahars importants emprunteront les cours d'eau de la Coulée de la Rivière Blanche, mais pas seulement. La Rivière Pointe Lamare, la Rivière du Prêcheur et la Ravine Pierre Akar seront aussi atteintes par des lahars, car la tête de leur bassin versant se situe sous le vent du cratère. Il risque donc de s'y accumuler une bonne épaisseur de cendre volcanique facilement mobilisable. Ces lahars, produits en altitude, pourraient prendre assez d'énergie pour puiser des matériaux au substrat et aux berges du cours d'eau. Ils pourraient alors atteindre la mer avec des volumes importants et se répandre sur les cônes de déjections. Cette situation se rencontrerait si l'éruption était accompagnée de fortes pluies météorologiques.

Toujours à cause des cendres, les cours d'eau prenant leur source au sommet du volcan risquent d'être atteints par des lahars. Ils ne devraient pas prendre un caractère destructeur car ils seront dilués par les affluents aval et prendraient un caractère d'écoulement hyperconcentré, au fur et à mesure qu'ils descendraient dans la vallée.

De même, les bassins versants des petites rivières voisines de la vallée de la Coulée Blanche risqueront de recevoir les cendres des coulées pyroclastiques. Les volumes devraient être modestes, mais les petits lahars engendrés devraient quand même obstruer la route au niveau des gués.

Ainsi, même dans l'hypothèse d'une éruption magmatique la plus faible possible, la route départementale 10 de la côte caraïbe serait coupée en plusieurs endroits au-delà des dépôts volcaniques. Les habitations au bord de la côte entre la Rivière de Pères et la Rivière Pointe Lamare (les quartiers Périnelle, Fond Coré, Fond Canonville, Sainte-Philomène et Pointe Lamare) seront donc menacées par des lahars. Le centre du Bourg du Prêcheur pourra aussi être concerné par des lahars. On peut prévoir des difficultés d'accès par voie terrestre sur toute la côte, mais l'accès par la mer restera possible pour les habitants de la commune du Prêcheur.

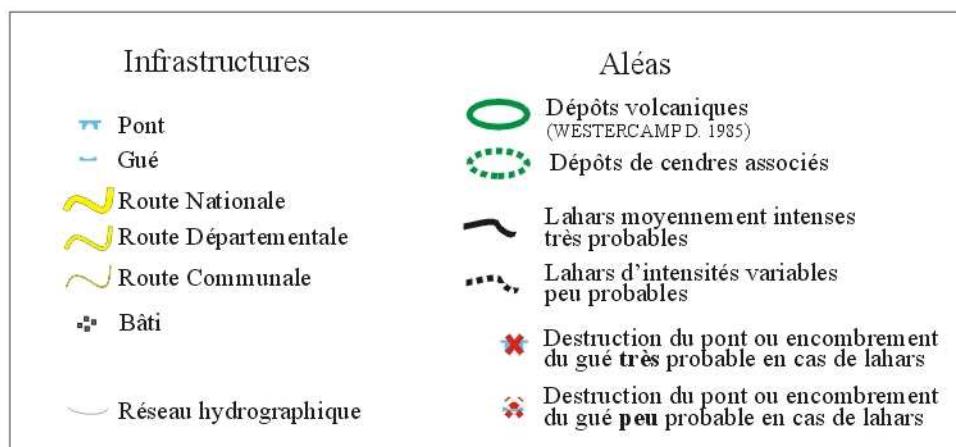
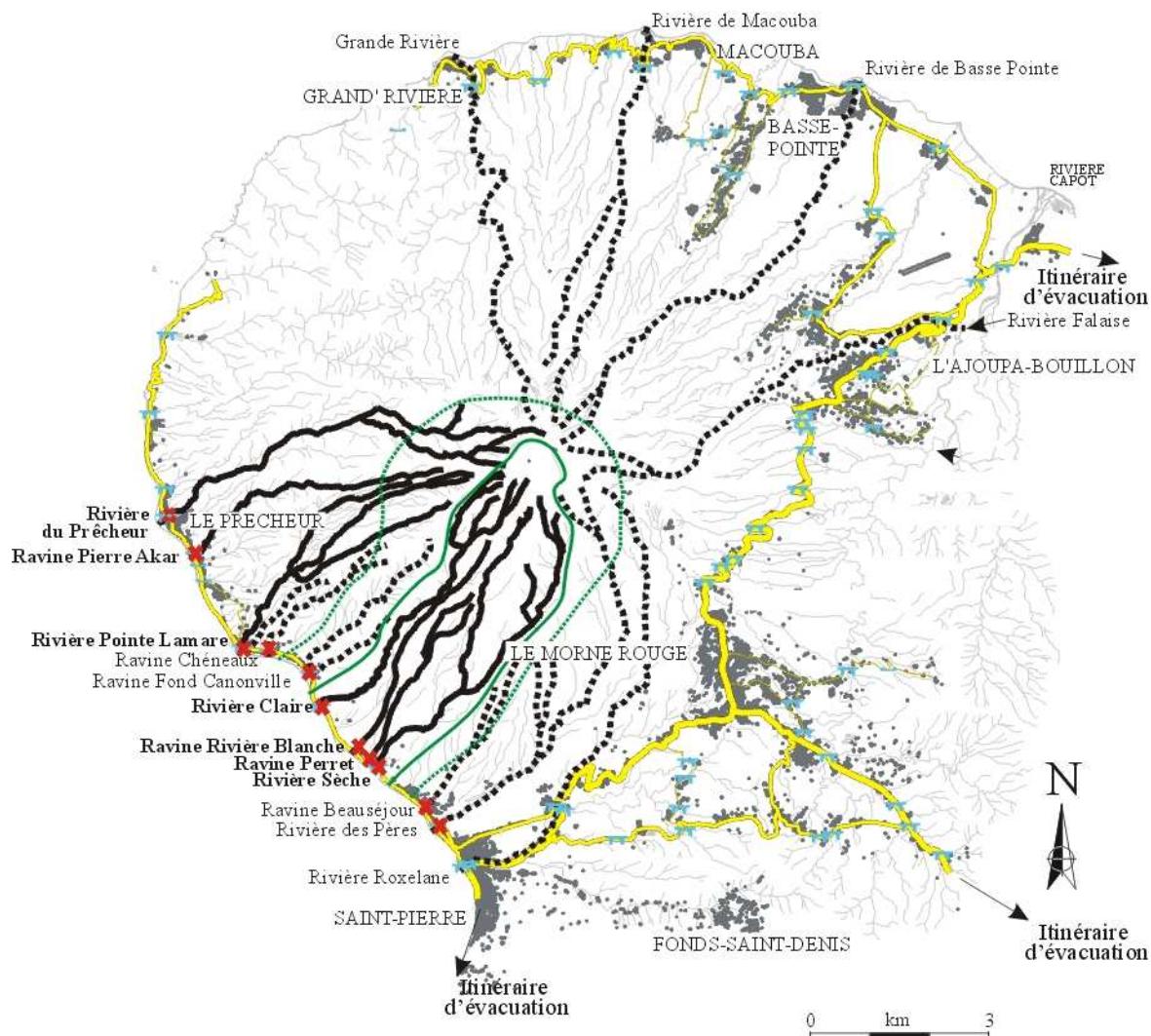
A9- 4. Le risque laharique pour une éruption ponceuse

Les éruptions ponceuses se surajoutent généralement à la suite d'une éruption peléenne ou plinienne, à la suite de ces colossales explosions. Cependant, si l'on considère les coulées ponceuses seules, comme des débordements de lave, les vallées débutant sous le cratère, qui seront concernées, produiront des lahars riche en pences (figure A9-04). Il s'agit de la Rivière de Basse Pointe, la rivière Falaise, la Rivière Ravine, la Rivière Noire, la Roxelane, la Rivière des Pères, la Rivière Sèche, la Rivière Claire et la Rivière du Prêcheur.

Lors d'une éruption, il se peut qu'il n'y ait que l'un des cours d'eau cités qui soit concerné. Il se peut aussi qu'il y en ait plusieurs en fonction des volumes émis et de l'orientation de la bouche éruptive. Les vallées septentrionales seront protégées des débordements par la Caldeira du Morne Macouba, laquelle entraîne les fluides dans la Rivière du Prêcheur. Les écoulements ponceux dégageant généralement beaucoup de cendres, les vallées adjacentes aux écoulements pourraient elles aussi véhiculer des faibles lahars. Même si les coulées ponceuses n'atteignent pas les ponts routiers, les lahars s'écoulant dans les cours d'eau concernés seraient assez volumineux pour les détruire. Si les coulées ponceuses sont orientées vers l'est, elles risquent d'atteindre la commune de l'Ajoupa-Bouillon et de couper ses accès routiers. Si la coulée se déverse dans la vallée de la Rivière de Basse-Pointe, ce serait les communes de Grand'Rivière et de Macouba, le quartier Hauteur Bourdon et une partie de la commune de Basse Pointe qui, bien que non affectés, se trouveraient isolés par voie terrestre. Si les débordements ponceux se produisaient vers le sud et vers l'ouest, ce serait encore les cours d'eau du flanc Caraïbe qui boucheraient l'unique route et isoleraient les régions plus au nord.

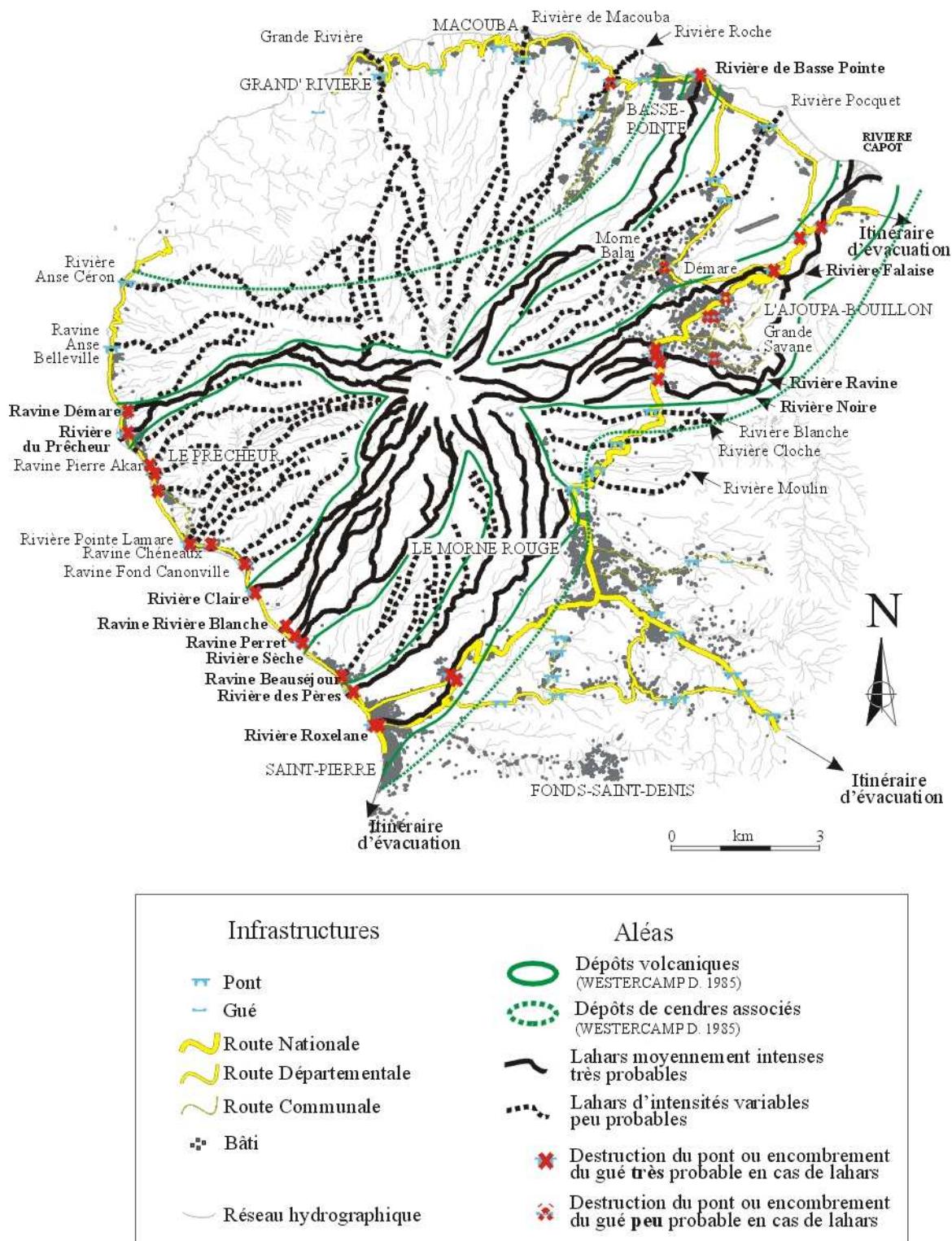
Le nombre d'habitants concernés pouvant réintégrer leur foyer sera donc fonction de l'orientation exacte des coulées et des vallées concernées.

Figure A9-03) Les cours d'eau probablement atteints par des lahars lors d'une éruption de type Mérapi orientée vers la Coulée de la Rivière Blanche



Conception: LALUBIE G

Figure A9-04) Les cours d'eau probablement atteints par des lahars lors d'une éruption ponceuse



Conception: LALUBIE G

A9- 5. Le risque laharique pour une éruption peléenne

Pendant une éruption peléenne, les explosions sont latérales, mais aussi parfois accompagnées d'explosions verticales. Les projections de lave recouvriront ainsi tous les flancs du sommet du volcan. Remobilisées, elles seront à l'origine de lahars volumineux.

Comme durant l'année 1902, dans les cours d'eau du versant Atlantique, les dépôts lahariques, constitués de laves fraîches et de roches prises au cours d'eau, enseveliront les fonds de vallées et les cônes de déjections au niveau des embouchures. Si les volumes de lave émis sont importants, le trait de côte pourra progresser de plusieurs dizaines de mètres, car la bathymétrie plane favorise les dépôts en mer.

Pour le flanc Caraïbe, les lahars combleront les lits, mais aussi accélèreront l'érosion des embouchures, car les fonds marins plongent rapidement et les dépôts en mer seront modestes et instables dans le temps. Pour ce type d'éruption, les lahars perturberaient toutes les zones occupées du volcan (figure A9-05). Ce ne sera donc pas seulement le versant ouest, touché par les coulées pyroclastiques, qui sera concerné par une éruption de type Peléen. Seul le Conil, non occupé par les activités humaines, sera épargné.

La route départementale 10 de la côte atlantique sera touchée sur cinq endroits par les lahars. Les bourgs de Grand'Rivière et de Basse-Pointe sont menacés dans la vallée et sur le cône de déjection. Ces bourgs, avec Macouba, seront aussi isolés par voie terrestre. Le quartier du Morne Balai sera susceptible d'être totalement isolé si le pont communal est enseveli ou détruit par la Rivière Tournedos. Le bourg de l'Ajoupa-Bouillon sera probablement aussi isolé si certains ponts de la route nationale 3 devaient céder sous la pression des lahars (figure A9-05). Dans ces deux derniers cas, il n'y aura pas d'accès par la mer, et seul l'hélicoptère pourrait se rendre dans cette commune. On peut imaginer que quelques travaux de terrassements, sur les dépôts de lahars consolidés, permettraient de retrouver un accès vers la commune avec des véhicules tout terrain. Ces pistes tracées pourront être détruites à chaque coulée, pendant plusieurs mois après l'éruption. La réoccupation de cette région sera donc difficile et forcément temporaire avec ce type d'éruption.

Pour la côte caraïbe, les situations de rupture de la route départementale 10 seront plus nombreuses, et les lahars plus volumineux. Sur la côte, les vallées sont moins profondes et plus larges, et les lahars risquent de divaguer sur les cônes de déjection. Les dépôts pyroclastiques et les cendres obstrueront aussi la route sur une grande largeur. Ainsi, que ce soit par les lahars ou les coulées pyroclastiques, la route sera ainsi partiellement détruite. Il sera donc difficile de franchir cette région par voie terrestre. L'accès maritime paraît par contre facilement réalisable, compte-tenu que sous le vent la mer est souvent calme.

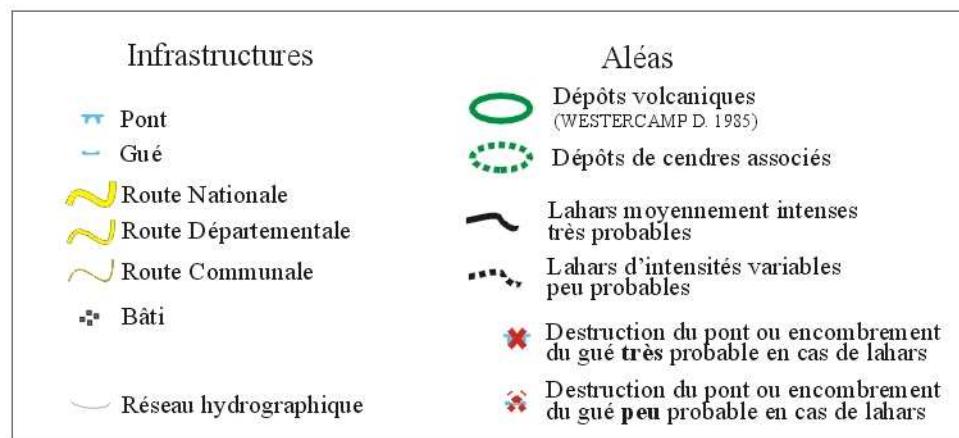
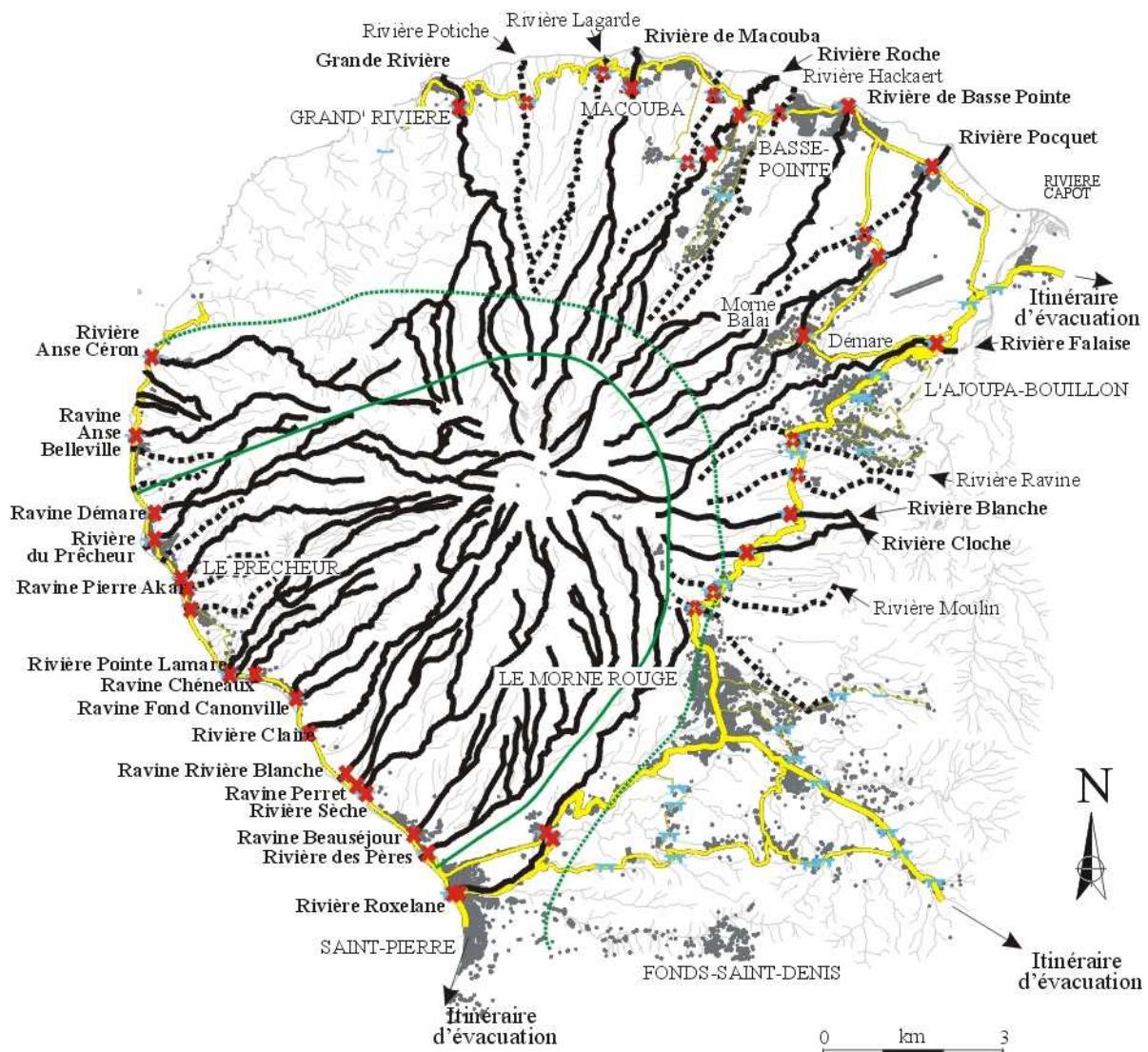
Tant que l'éruption sera peléenne, toutes les populations de la côte caraïbe seront évacuées sans possibilité de retour.

A9- 6. Le risque laharique pour une éruption plinienne

Si l'éruption devient plinienne, ce sera la totalité du volcan qui sera enseveli sous au moins quelques décimètres de ponce. Les lahars seront nombreux et volumineux et le phénomène concerne même les petites rivières de la façade Atlantique (figure A9-06). La totalité des ponts du volcan risque d'être rompu ou ensevelie. Les routes seront impraticables.

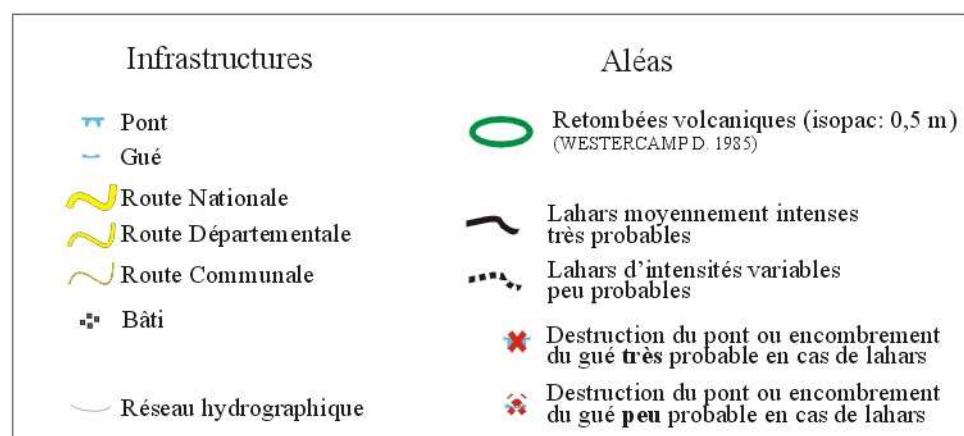
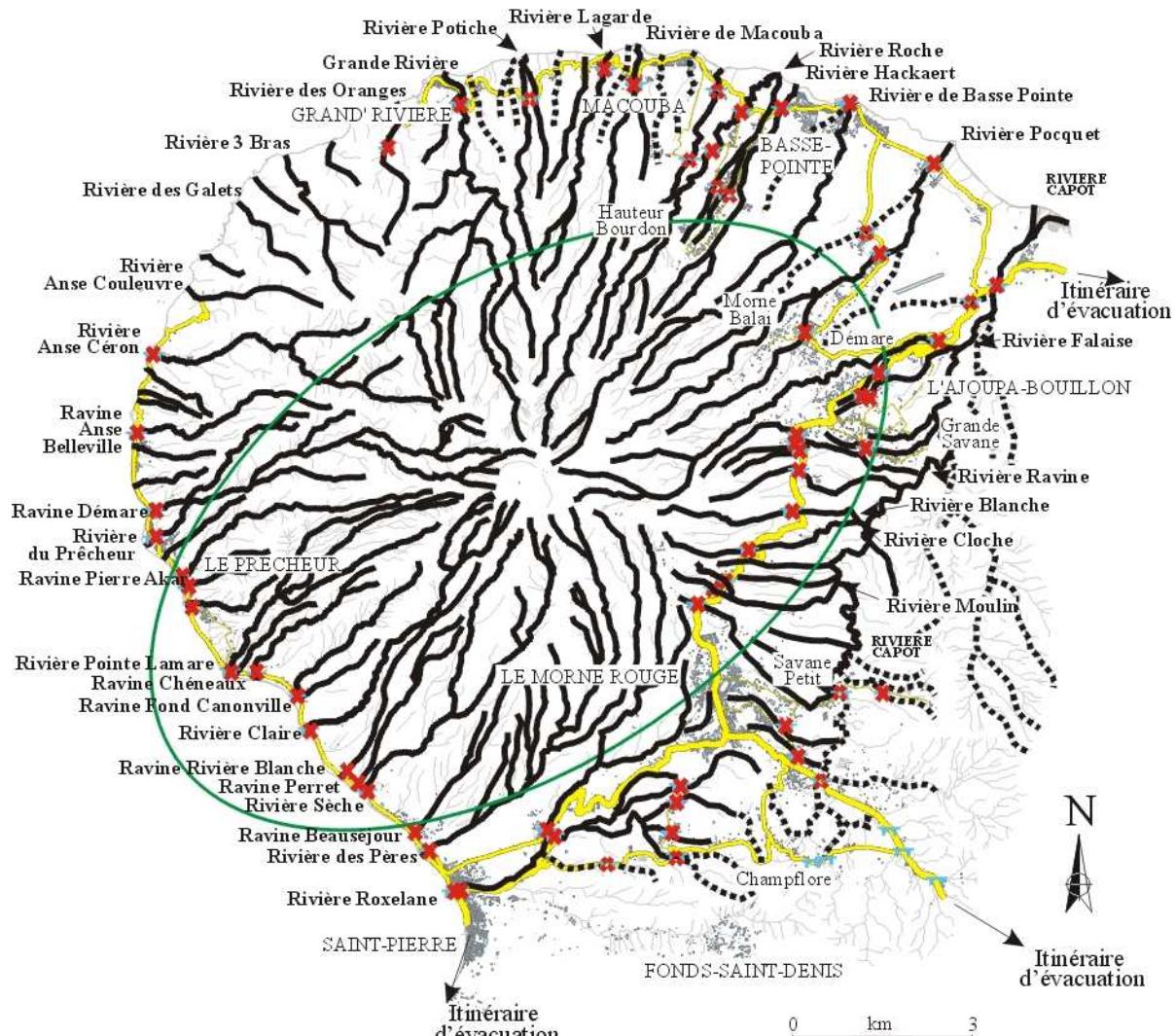
Au mieux, et ceci en fonction des vents et des volumes émis, les habitations des bourgs de Grand'Rivière, Macouba et Basse-Pointe pourraient être partiellement épargnées et ne recevoir que des cendres. Mais la vie ne pourrait pas reprendre dans un tel environnement de cendre.

Figure A9-05) Les cours d'eau probablement atteints par des lahars lors d'une éruption pélénne orientée vers l'ouest ou le sud



Conception: LALUBIE G

Figure A9-06) Les cours d'eau probablement atteints par des lahars lors d'une éruption plinienne



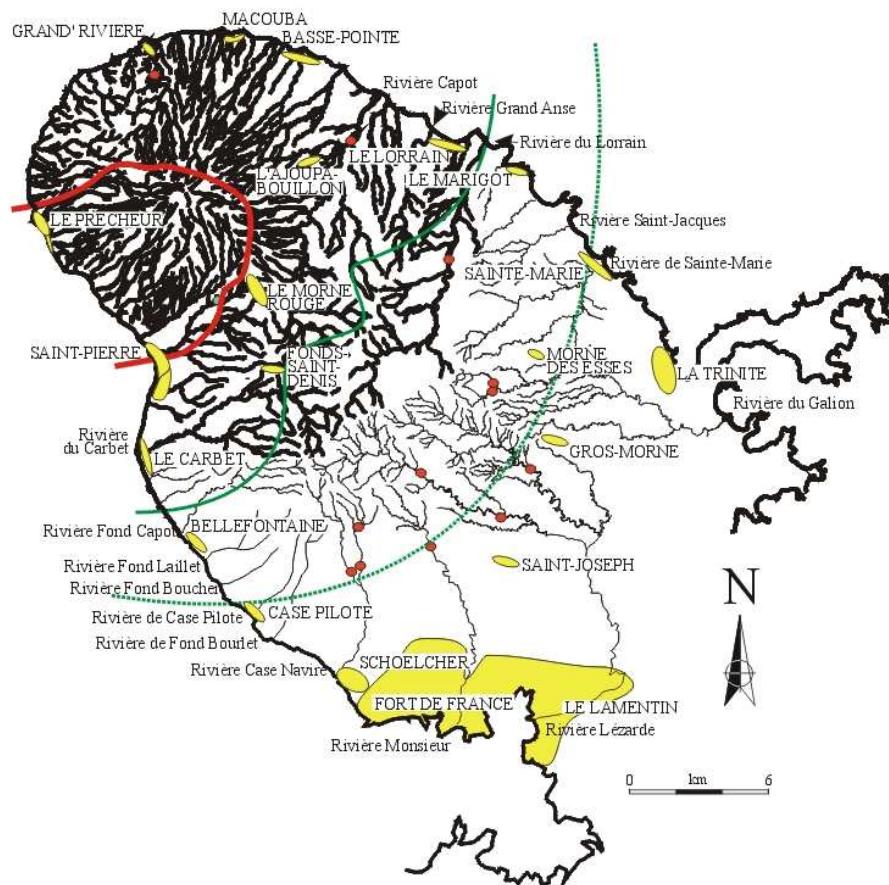
Conception: LALUBIE G

A9- 7. Le risque laharique pour une déstabilisation de flanc, type "St Helens"

C'est le scénario le plus catastrophique d'une éruption. Une partie d'un flanc du volcan glisserait en mer, détruisant le site, et provocant un raz de marée. Ce glissement provoquerait une dépressurisation et le déclenchement d'une formidable explosion volcanique. Les lahars concerneraient (figure A9-07) tous les cours d'eau du volcan, y compris leurs voisins du massif volcanique (Rivière du Carbet et Rivière du Lorrain).

Compte-tenu des retombées de cendres volcaniques jusqu'aux Pitons du Carbet, les grands cours d'eau, qui y prennent leur source, pourraient aussi servir de chenaux aux lahars (figure A9-07). On peut se rendre compte que la totalité des prises d'eau en rivière, destinées à l'eau potable de la Martinique, serait donc menacée. Ce type d'éruption concernerait donc l'ensemble des habitants de l'île. Heureusement, elle reste un évènement très rare.

Figure A9-07) Les cours d'eau probablement atteints par des lahars lors d'une éruption type Saint-Helens



Infrastructures	Aléas
Prise d'eau en rivière pour l'eau potable	Zone d'écroulement de flanc le plus probable
Agglomération	Dépôts volcaniques (WESTERGAMP D. 1985)
	Dépôts de cendres associés, isopac: 0,1 m (WESTERGAMP D. 1985)

Conception: LALUBIE G

APPENDICE 10

Inventaire des sources thermales rattachées à la Montagne Pelée

Dans le cadre d'une convention tripartite, l'ADEME et la Région Martinique ont confié au BRGM la réalisation d'un programme scientifique sur la reconnaissance de potentialités géothermiques dans le secteur du Diamant et de la Montagne Pelée. Une collaboration scientifique avec le BRGM a été mise en place par l'intermédiaire de M. Jean-Pierre COMTE, Directeur Régional du BRGM à Fort de France que nous remercions chaleureusement. Nous tenons, aussi à remercier sincèrement, Monsieur Bernard SANJUAN, responsable du projet et Monsieur Michel BRACH, pour leur expérience et les connaissances qu'ils nous ont transmises.

A10- 1. L'organisation des expéditions

La veille, nous faisions un briefing avec toute l'équipe, pour clarifier les objectifs et étudier la carte topographique. Nous récupérions aussi le matériel de terrain aux locaux du BRGM. La préparation des sorties consistait aussi en l'organisation et la préparation du matériel de canyoning (cordes et sacs), du matériel de sécurité (matériel de canyoning de recharge et pharmacie), du matériel de bivouac pour un couchage le plus chaud et le plus sec possible, ainsi que de l'eau et la nourriture pour deux jours (planche photographique A10-01). Nous répartissions le matériel et préparions les sacs. La pratique du canyoning est déjà dangereuse en soi, mais les précipitations, parfois d'une intensité extrême sous ces latitudes, renforcent encore le facteur risque. La météo est le paramètre le plus important à surveiller avant de se lancer dans ce genre d'expédition.

Les expéditions commençaient de très bonne heure, avant que le jour ne se lève, entre 3 et 4 heure du matin. Forcement très physiques, elles s'étaisaient sur une ou deux journées (bivouac). Elles étaient constituées de l'encadrant canyoning pour la manipulation du matériel de descente et des cordes, parfois d'un assistant terrain pour porter du matériel et assurer la sécurité en cas d'incidents et du préleur. Deux véhicules étaient nécessaires pour effectuer le transfert entre le départ et l'arrivée de l'expédition.

Sur site et pour chaque source prélevée, il s'agissait :

- d'effectuer des photos préliminaires ;
- de dégager la source ;
- de relever le GPS, l'altimètre, et le topofil ;
- d'estimer le débit et la présence de gaz ;
- de relever la conductivité et la température (étalonnage à la voiture) ;
- de relever le pH et la température (étalonnage avant mesure) ;
- de relever le potentiel redox (étalonnage à la voiture) ;
- de prélever 250 mL filtré $0.45 \cdot 10^{-6}$ m pour les anions majeurs et quelques traces ;
- de prélever 100 mL filtré $0.45 \cdot 10^{-6}$ m et acidifier avec du HNO_3^- (acide nitrique suprapur) jusqu'à un pH inférieur à 2 pour les cations majeurs, les éléments traces et infra-traces ;
- de prélever 100 mL à reflux pour le rapport O^{18}/D ;
- de prélever 2 000 mL à reflux pour le rapport O^{18} et S^{34} , après un test à l'acétate de cadmium pour détecter la présence de SO_4^{2-} (sulfates) ;
- de prélever 1 000 mL à reflux pour H^3 ;
- de prendre le pH et la conductivité du cours d'eau en amont et en aval de la source.

Chargeant nos sacs de 3,5 L d'eau de source pour chaque prélèvement, ils étaient encore plus lourds à l'arrivée qu'au départ!

Le lendemain de l'expédition, nous réalisions la synthèse des résultats et des notes. Nous allions déposer les échantillons au BRGM afin que son intendance se charge de l'expédition vers le laboratoire du BRGM d'Orléans.

Planche photographique A10-01) Les conditions de prélèvement
des sources chaudes

A) 20 kg de matériel de mesure et de bivouac



Photographie: LALUBIE G. (2003)

B) Prospection des sources
avec un conductivimètre



Photographie: DERSION R. (2001)

C) Une progression rendue encore plus difficile par le poids porté



Photographie: DERSION R. (2001)



Photographie: ROUX R. (2001)

A10- 2. Les campagnes de la haute Rivière Claire

Avant les prélèvements pour le compte du BRGM, nous nous étions déjà rendus à deux reprises dans cette haute vallée de la Rivière Claire.

Nous ne sommes pas les premiers à avoir réalisé des prélèvements et des analyses sur les sources thermales de la haute Rivière Claire. Patrick TUCHAIS, ingénieur en électronique, lequel assurait la maintenance et les communications des stations de surveillance à l'Observatoire de la Montagne Pelée, a en effet réalisé la descente du cours d'eau dans une sortie canyoning et en a profité pour réaliser trois prélèvements qui ont été analysés au laboratoire de l'Observatoire volcanologique de Guadeloupe. Les résultats sont publiés dans le rapport d'activité de l'année 2000 de l'Observatoire volcanologique de la Montagne Pelée (I.P.G.P. 2001). Il semble que les prélèvements ne soient pas localisés. On n'y trouve ni la température, ni la conductivité, et le pH n'a été mesuré que de retour au laboratoire. Ces mesures donnent d'ailleurs des valeurs extrêmes de 1,3 et de 8,3 pour deux échantillons (le troisième étant à 3,6).

A10- 2.1. La première campagne de reconnaissance (31/01/2001)

Nous avons entrepris une première descente de prospection de cette rivière le 31 janvier 2001 en compagnie de Richard ROUX et René DERSION. Cette prospection avait pour but de repérer les lieux décrits dans les récits historiques relatant l'éruption phréatique de 1851 (LEPRIEUR *et al.* 1852) (planche photographique A10-02), d'observer les sources chaudes et aussi de chercher un emplacement pour un bivouac sûr, utilisable lors de nos descentes de deux jours.

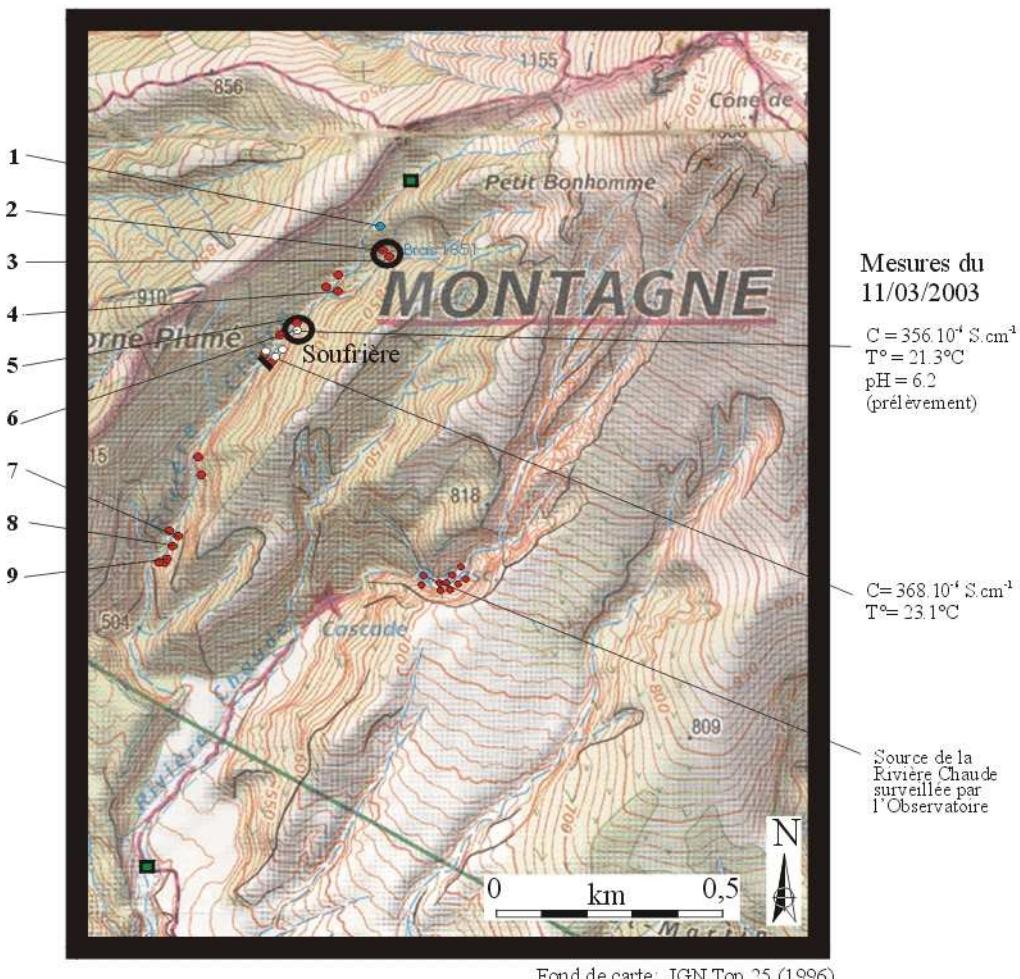
Cette première descente nous a permis de constater la présence d'un grand nombre de sources chaudes (figure A10-01), et de prendre les premiers et les seuls clichés à notre connaissance, de certaines sources avec des dégagements gazeux caractéristiques, rappelant l'odeur d'œuf pourri (H_2S , hydrogène sulfureux) et des dépôts soufrés. Les sources chaudes recouvrent les parois des gorges de dépôts laiteux, or ou cuivrés, parsemés d'algues d'un vert soutenu. Le spectacle est grandiose.

Nous avons pu repérer le bras où se trouvaient les bouches éruptives supérieures de 1851. Nous avons aussi croisé une petite grotte, surélevée par rapport au lit de la rivière, au pied d'une magnifique cascade de 20 mètres. A notre grande satisfaction, c'était là un endroit au sec et en sécurité pour passer une bonne nuit sur place lors d'une future expédition.

Nous avons aussi croisé un ouvrage bétonné en travers du cours d'eau, qui était une ancienne prise d'eau, désaffectée depuis 1902 (planche photographique A10-03). On y voit encore sur la berge droite une vasque en fonte et des morceaux de canalisation en acier. Nous avons aussi récupéré sur place une robinetterie d'époque. Ce robinet, en laiton coulé, a été fabriqué avant la maîtrise de l'acier galvanisé, au début du XX^e siècle. Son mécanisme en quart de tour à boyau conique (et non sphérique) est aussi d'une conception ancienne, actuellement jamais rencontrée par les plombiers modernes. Ce robinet était raccordé à une tuyauterie en acier. Nous ne savons pas si cette prise d'eau, non décrite en 1951 par LEPRIEUR *et al.* (1952) servait à alimenter l'établissement thermal de la Montagne d'Irlande ou un réseau d'irrigation. Merci, à Olivier RIBAUT, canyoneur, lequel a porté cette charge supplémentaire pendant toute la journée de descente.

Emerveillés par le spectacle qu'offraient les gorges, nous essayâmes de monter une expédition de deux jours, pour analyser et prélever les sources thermales, mais aussi pour retrouver les traces des bouches éruptives de l'éruption de 1851.

Figure A10-01) Localisation et physico-chimie des sources thermales de la haute Rivière Claire et de la Rivière Chaude



- Accès à la rivière
- Sources chaudes ferrugineuses
- Sources chaudes soufrées
- Source froide
- ↖ Ancienne prise d'eau
- Zone probable des cratères de 1851
(d'après LE PRIEUR 1852)

Mesures du 24/05/2001

1	2	3
$C = 35.10^4 \text{ S.cm}^{-1}$ $T^\circ = 25,3^\circ\text{C}$ $\text{pH} = 7,5$	$C = 128.10^4 \text{ S.cm}^{-1}$ $T^\circ = 28,1^\circ\text{C}$ $\text{pH} = 4,2$	$C = 181.10^4 \text{ S.cm}^{-1}$ $T^\circ = 28,1^\circ\text{C}$ $\text{pH} = 5,9$
4	5	6
$C = 367.10^4 \text{ S.cm}^{-1}$ $T^\circ = 28,6^\circ\text{C}$ $\text{pH} = 3,9$	$C = 248.10^4 \text{ S.cm}^{-1}$ $T^\circ = 21,9^\circ\text{C}$ $\text{pH} = 5,6$	$C = 43.10^4 \text{ S.cm}^{-1}$ $T^\circ = 21,5^\circ\text{C}$ $\text{pH} = 6,2$
7	8	9
$C = 155.10^4 \text{ S.cm}^{-1}$ $T^\circ = 17,2^\circ\text{C}$ $\text{pH} = 6,9$	$C = 265.10^4 \text{ S.cm}^{-1}$ $T^\circ = 22,8^\circ\text{C}$ $\text{pH} = 6$	$C = 328.10^4 \text{ S.cm}^{-1}$ $T^\circ = 24,2^\circ\text{C}$ $\text{pH} = 5,9$

Conception: LALUBIE G (2007)
Source: LALUBIE G (2003) et données perso.

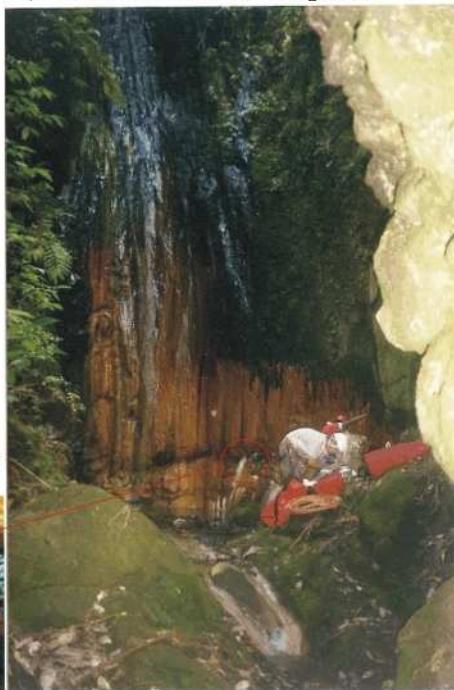
Planche photographique A10-02) Les sites présumés des bouches éruptives de l'éruption de 1851, dans la haute Rivière Claire

A) La bouche amont



Résurgence la plus élevée et la plus chaude de tout le site (28 °C)

B) Le second site d'éruption

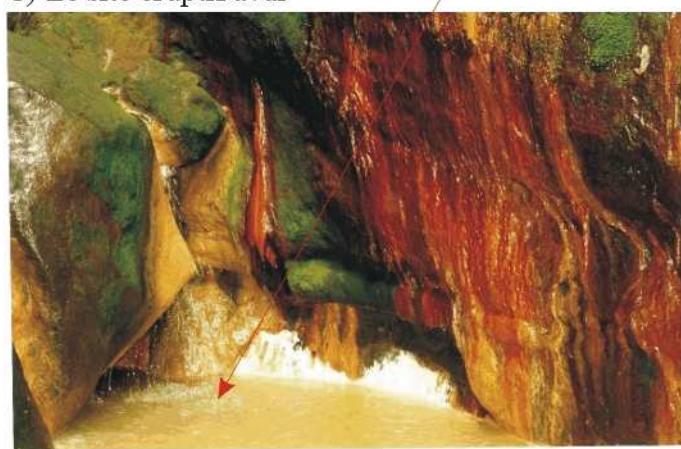


Deux orifices suintant et aux dégagements gazeux



Photographie: ROUX R. (2001)

C) Le site éruptif aval



Source immergée

Photographies: LALUBIE G (2001)

Planche photographique A10-03) L'ancienne prise d'eau de la haute Rivière Claire, désaffectée depuis l'éruption de 1902

A) Situation de la prise d'eau



B) Détail de la prise d'eau



C) Robinet trouvé sur le site



Photographies: LALUBIE G. (2003)

A10- 2.2. La seconde campagne de mesure et de prospection (24 et 25/05/2001)

Nous voilà repartis pour deux jours d'étude de la haute vallée de la Rivière Claire, avec la même équipe. L'Observatoire Volcanologique de la Montagne Pelée, par le biais de son directeur, M. Jean-Pierre VIODE, nous avait prêté un pH-mètre et un conductivimètre donnant chacun la température. Il nous avait aussi fourni des flacons de 200 mL pour prélever l'eau des sources. En voyant les premières photographies des orifices entourés de dépôts blancs, M. VIODE J-P nous avait même conseillé d'emmener des cigarettes afin que leur fumée puisse favoriser la condensation d'éventuels dégagements de vapeur. Faute probablement de dégagements de vapeur, cette expérience n'a rien donné sur le terrain.

Une source froide préliminaire se situe déjà en amont des zones de résurgences thermales (figure A10-01). Elle présente manifestement les caractéristiques physico-chimiques des eaux d'infiltrations superficielles. La température est de 25,3 °C pour une conductivité de 35.10^{-6} S.cm⁻¹ et un pH de 7,5. Avant d'atteindre le premier site de résurgences thermales, pour rechercher les deux bouches éruptives supérieures, nous sortons du lit de la Rivière Claire pour rejoindre en "hors piste" l'autre bras parallèle, appelé pour l'étude le "Bras 1851" (figure A10-01). Le franchissement de la crête séparant les deux bras ne fut pas de tout repos. Arrivés dans le fond de l'autre ravine, nous décidons de la remonter le plus possible pour être sûr d'observer toute la zone. Les sources chaudes, les plus en amont dans cette ravine, se situent dans un élargissement de la gorge, d'environ 30 mètres. Le site correspond aux descriptions de l'époque, là où se situaient les deux bouches éruptives supérieures, mais, à notre grand regret, aucune trace des cratères... Les descriptions de LEPRIEUR *et al.* (1852) mentionnaient toutefois un élargissement bien plus vaste, de plus de 100 mètres. L'érosion du cours d'eau pendant 150 ans, les grandes quantités de matériaux volcaniques retombées au cours des éruptions de 1902 et 1929 et la végétation dense ont malheureusement fini par effacer les traces des cratères et de la petite retenue qui s'était formée.

Nous continuons notre descente du cours d'eau, nous répertorions les sources thermales à l'aide d'un topofil et d'un altimètre, et nous y effectuons des analyses et des prélèvements. Dans "le Bras 1851" sur le site des anciens cratères de 1851, les sources les plus élevées ont été caractérisées par une température de 28,1 °C, par une conductivité de 180.10^{-6} S.cm⁻¹ et un pH de 4,2. Plus en aval, de nouveau dans la Rivière Claire, à la confluence avec "le bras 1851", une autre source a été mesurée à 28,6 °C pour une conductivité de 367.10^{-6} S.cm⁻¹ et un pH de 3,9. C'est la mesure la plus chaude et la plus concentrée réalisée sur la haute Rivière Claire. Cette résurgence, tarie, n'a pas été retrouvée au cours de la campagne suivante. Au deuxième site actif de la Rivière Claire, avec les dépôts soufrés, nous n'arrivons pas à isoler des sources convenablement. Une source, uniquement ferrugineuse sur la rive opposée à la "soufrière", indique une température de 21,9 °C pour une conductivité de 248.10^{-6} S.cm⁻¹. Au niveau des résurgences soufrées, nous n'observons pas non plus la troisième bouche éruptive de 1851, qui aurait dû s'y situer, selon la lecture des récits d'époques.

Arrivés à la grotte, nous installons confortablement le bivouac. La nuit, allongés sur le sable et protégés des intempéries, nous savourons cet abri naturel, peu courant en Martinique! La grotte est suffisamment profonde pour protéger les bougies. Et ce fut, en prime, une nuit sans moustique!...

Le lendemain matin, nous reprenons notre descente et les investigations sur les sources thermales. Plus en aval, vers 560 m d'altitude, sur un site très actif, nous isolons une source à la température de 24,2°C pour une conductivité de 328.10^{-6} S.cm⁻¹ et un pH de 5,9. Lors de notre troisième campagne, ce site aura disparu, enfoui sous un éboulis. Nous ne pourrons plus la mesurer.

Vers midi, nous franchissons enfin la dernière cascade de 12 m. Plus d'une trentaine se sont ainsi succédées, et avec nos sacs de 20 kg, nos corps sont fourbus. Nous dévorons nos derniers vivres avant encore plus de deux heures de marche pour atteindre les véhicules.

Au total, nous aurons mesuré neuf sources (figure A10-01) et prélevé six échantillons. Malheureusement, le laboratoire de l'IPG de Guadeloupe ne nous a jamais restitué les résultats de nos prélèvements. A la vue des résultats de température, de conductivité et de pH, il est évident que les sources sont largement diluées par les eaux météorites...

A10- 2.3. La dernière campagne de mesure et de prospection (11 et 12/03/2003)

En accord avec l'équipe du BRGM, l'idée était de prélever les résurgences au milieu des dépôts blancs laiteux, sous la confluence avec le Bras 1851 et juste en amont de l'ancienne prise d'eau désaffectée.

Avec Richard ROUX et Christian ZADIC, de très bonne heure, nous avons débuté l'expédition, pour être à l'entrée de la zone thermale dès 8 heures. Dans les derniers 100 m avant la confluence avec le Bras 1851 (altitude comprise entre 800 et 770 m), il nous a été possible de découvrir des sources thermales dont la température était comprise entre 25 °C et 30 °C au toucher. On trouvait beaucoup de résurgences, à la fois sur les parois des deux rives et dans le lit. Mais, nous avons préféré nous réserver pour les dépôts soufrés plus en aval.

Quand nous avons atteint les premiers dépôts laiteux, au pied d'une cascade de 30 m, nous avons sorti le matériel de mesures pour prospecter. Le niveau de la vasque sous la cascade ne pouvait pas être abaissé, car son seuil était constitué directement par la roche mère (conglomérat induré). En rive droite, il y avait environ une dizaine de sources aux dépôts exclusivement ferrugineux, mais celles-ci ne dépassaient pas 23 °C et $250.10^{-6} \text{ S.cm}^{-1}$. En rive gauche, les sources ferrugineuses se mélangeaient avec celles aux dépôts laiteux.

Nous avons choisi de prélever la source la plus concentrée ($356.10^{-6} \text{ S.cm}^{-1}$) au milieu des dépôts laiteux, malgré l'absence de chaleur. Les autres sources avaient une conductivité comprise entre 250 et $300.10^{-6} \text{ S.cm}^{-1}$. La source prélevée (figure A10-01) se trouve à un mètre au-dessus du niveau de la rivière et l'eau suinte d'un orifice d'où s'échappe aussi une forte odeur d'"œuf pourri", irritant la gorge d'un des membres de l'expédition. Dans la roche "altérée" de la paroi, nous avons creusé une dépression pour y recueillir l'eau et l'aspirer avec la seringue. Les premières mesures physico-chimiques ont pris du temps, mais c'est surtout le prélèvement qui a duré deux heures, vu le faible débit de la source. Pris par le temps, nous n'avons pas rempli les derniers 1000 mL prévus pour doser H³, car d'autres sources, chaudes cette fois, pouvaient encore nous attendre plus bas. Le prélèvement de la source soufrée de la haute Rivière Claire, présente un faciès bicarbonaté-sulfato-sodique (SANJUAN B. *et al.* 2003 b). Les eaux sont peu acides et peu minéralisées (salinité d'environ 0,4 g.L⁻¹), proches des eaux d'origine météorite. La concentration relativement élevée en sulfates (traduit au niveau des résurgences par des dépôts laiteux), par rapport à sa minéralisation et à son pH, laisse entendre un contact de ces eaux avec des émanations gazeuses (H₂S, CO₂) ou une vapeur riche en ces gaz. L'application des géothermomètres chimiques et isotopiques adaptés aux conditions chimiques (SANJUAN B. *et al.* 2003 b) indiquent des températures profondes de l'ordre de 110 °C (± 10). L'analyse des sources thermales uniquement ferrugineuses en amont et en aval de cette "soufrière" apporterait peut-être des informations complémentaires sur le fonctionnement de l'alimentation du site en fluides hydrothermaux.

Nous avons observé d'autres sources minéralisées, mais sans réelle présence de chaleur. Quand nous sommes arrivés à la prise d'eau, nous avons de nouveau prospecté avec les appareils. Il y avait des dépôts laiteux en rive droite comme en rive gauche, mélangés aux dépôts ferrugineux. Sur les parois, les sources n'étaient toujours pas chaudes. Une source de chaleur était perceptible au pied d'une petite cascade. Nous avons entrepris de faire descendre le niveau de l'eau de la vasque pour faire émerger la résurgence, mais au bout de trente centimètres, nous nous sommes trouvés au niveau de la prise d'eau. Et là, plus possible de descendre le niveau de l'eau sans attaquer le béton du barrage. Nous avons relevé la température et la conductivité avec la sonde dans le sable, induisant forcément une dilution parasite avec l'eau du cours d'eau.

Un peu déçus, nous sommes partis vers le bivouac. Après une nuit sans encombre, le lendemain matin, nous sommes repartis en quête d'autres résurgences chaudes. Nous avons testé différentes résurgences ferrugineuses en rive droite, mais la température était à peine tiède.

Enfin, nous sommes arrivés à la dernière zone de sources minéralisées (figure A10-01). Elles étaient en rive gauche sur 30 m de longueur et 10 m de hauteur. Mais la paroi, formée de dépôts pyroclastiques très altérés, s'est effondrée dans le lit du cours d'eau pour former un embâcle de boue, de roches altérées et de débris végétaux. Sur les parois au-dessus du talus d'éboulis, les sources étaient d'autant plus concentrées (de 200 à $330.10^{-6} \text{ S.cm}^{-1}$) qu'elles se trouvaient en amont de la zone. La

seule présence de chaleur (entre 25 et 30 °C) a été détectée dans le lit de la rivière, au pied du talus d'éboulis, mais au milieu de gros blocs. Il était impossible de l'approcher.

A10- 3. Les campagnes des Rivières Mitan et Picodo

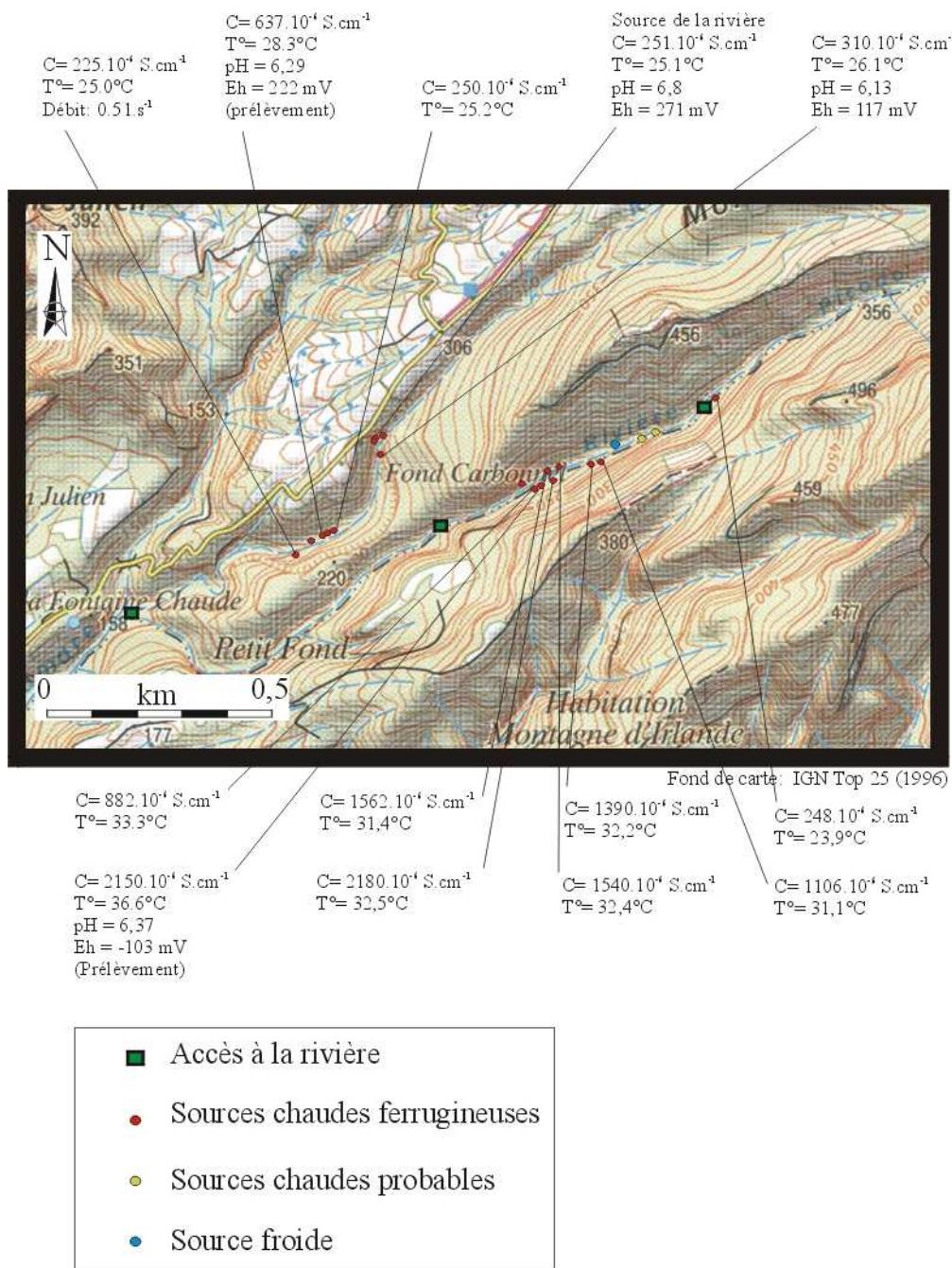
La sortie s'est déroulée en deux jours non consécutifs avec une météorologie clémente. La Rivière Mitan et la Rivière Picodo (et avec la Rivière l'Etang), se rejoignent entre 90 et 100 m d'altitude pour former la Rivière de la Pointe Lamare (figure A10-02). A leur confluence, les cours d'eau ont un débit de base d'une vingtaine de litres par seconde toute l'année. De nombreuses tentatives antérieures pour trouver les sources de la Rivière Mitan ou de la Rivière Picodo n'ont jamais abouti (BARAT A. 1984, SANJUAN B. *et al.* 2003 a et b).

Le 14 mars 2003, avec Richard ROUX, nous avons tout d'abord remonté la Rivière Picodo. Malheureusement, à 1034 m de la confluence, soit à une altitude de 150 m, nous avons été bloqués par une cascade de 10 m de hauteur sans possibilité de la franchir. Les eaux de la rivière avaient une conductivité de 445.10^{-6} S.cm⁻¹ pour une température de 24,4°C et un débit d'environ 30 litres par seconde (en dépit d'un pompage en amont).

Peu certains de pouvoir accéder aux sources de la Rivière Picodo plus en amont, nous avons décidé de remonter la Rivière Mitan pour y analyser les sources thermales. La Rivière Mitan est alimentée par deux zones de résurgences, longues d'une cinquantaine de mètres, et présentant de nombreuses sources thermales en rive droite. La première se trouve vers 140 m d'altitude et la deuxième, au pied d'une cascade (non pérenne) d'environ 70 m de hauteur, à 170 m d'altitude. La conductivité des sources (figure A10-02) est comprise entre 200 et 310.10^{-6} S.cm⁻¹ pour des températures de 25 à 26 °C. Nous avons prélevé une source, visiblement moins diluée (figure A10-02), dans la première zone à 140 m d'altitude. Elle avait un débit de 5 mL.s⁻¹, une conductivité de 660.10^{-6} S.cm⁻¹ pour une température supérieure à 28 °C et un pH de 6,3. Cette source, sortant au pied d'une paroi de dépôts pyroclastiques indurés, traverse pourtant, en 5 mètres, une plage de dépôt sableuse, apportée par le cours d'eau (planche photographique A10-04). Ce n'est que, malheureusement, en sortant du sable que nous avons prélevé la source. Les eaux de la source prélevée de la Rivière Mitan présentent un faciès bicarbonaté sodique aux concentrations largement supérieures en Na, K, Cl et HCO₃, mais plus faibles en Ca, Mg et SO₄, que les prélèvements antérieurs (SANJUAN B. *et al.*, 2003b). Les eaux auraient donc une origine plus profonde (SANJUAN B. *et al.*, 2003 a). Leur salinité relativement faible de 0,6 g.L⁻¹ indique une dilution par les eaux d'infiltration superficielle. Malgré tout, le prélèvement s'avère moins dilué par les eaux de surface que les précédents (LOPOUKHINE M. *et al.*, 1977 ; BARAT A., 1984).

En fin d'après-midi, nous avons cherché l'accès de la station de pompage de la Rivière Picodo, mais sans succès, car ce dernier nous a encore ramenés au pied de la même cascade, à 150 m d'altitude. En redescendant vers la côte, nous avons croisé un agriculteur, Eric BONIFASTE, qui nous a gentiment proposé de nous emmener le dimanche 16/03/03 voir les sources de la rivière. Avec lui, je m'y suis rendu, après un long périple en quad sur les crêtes jusqu'à 350 m d'altitude, puis à pied nous sommes descendus vers la rivière, pour l'atteindre à 260 m d'altitude. La rivière n'avait plus qu'une conductivité de 246.10^{-6} S.cm⁻¹ pour une température de 24,4 °C. La conductivité étant près du double plus en aval, les sources les moins diluées se situaient donc entre 150 m et 260 m d'altitude. Nous avons entrepris la descente de la rivière, mais ne possédant qu'une seule corde et sans véritable matériel de canyoning, nous avons été bloqués dès la deuxième cascade. Nous sommes donc retournés en quad chez le propriétaire de la station de pompage, lequel nous a montré le chemin passant au-dessus de la cascade, cotée à 150 m. Nous avons remonté la rivière sur 400 m par rapport à la cascade, pour traverser une zone de résurgences thermales assez active, aux dépôts d'hydroxyde de fer, en aval immédiat des sources. La zone s'étendait de 218 à 223 m d'altitude sur une distance de 100 m. La conductivité et la température affichaient un gradient croissant de l'amont vers l'aval pour aller de 1 106 à 2 220.10⁻⁶ S.cm⁻¹ et de 31,1 à 36,6 °C. Cette caractéristique pourrait laisser supposer la présence d'une nappe réchauffée par le dessous, à proximité des résurgences, ou tout du moins à une altitude équivalente. Nous avons échantillonné la source la plus concentrée (figure A10-02), laquelle ne donnait, après nettoyage, plus que 36,6 °C de température et $2\ 150.10^{-6}$ S.cm⁻¹ en conductivité, pour un débit de 20 mL.s⁻¹. Une légère odeur se dégageait de la source nettoyée (planche photographique A10-05).

Figure A10-02) Localisation et physico-chimie des sources thermales de la Rivière Mitan et de la Rivière Picodo



Conception: LALUBIE G (2003)
Source: LALUBIE G (2003)

Planche photographique A10-04) La source thermale analysée en 2003
de la Rivière Mitan

A) Situation générale



B) Détail de la résurgence prélevée



Photographies: LALUBIE G (2003)

Planche photographique A10-05) La source thermale analysée en 2003
de la Rivière Picodo

A) Situation de la source



B) Détail de la source prélevée



C) Détail de la source après nettoyage



Résurgence de la source thermale

Photographies: LALUBIE G. (2003)

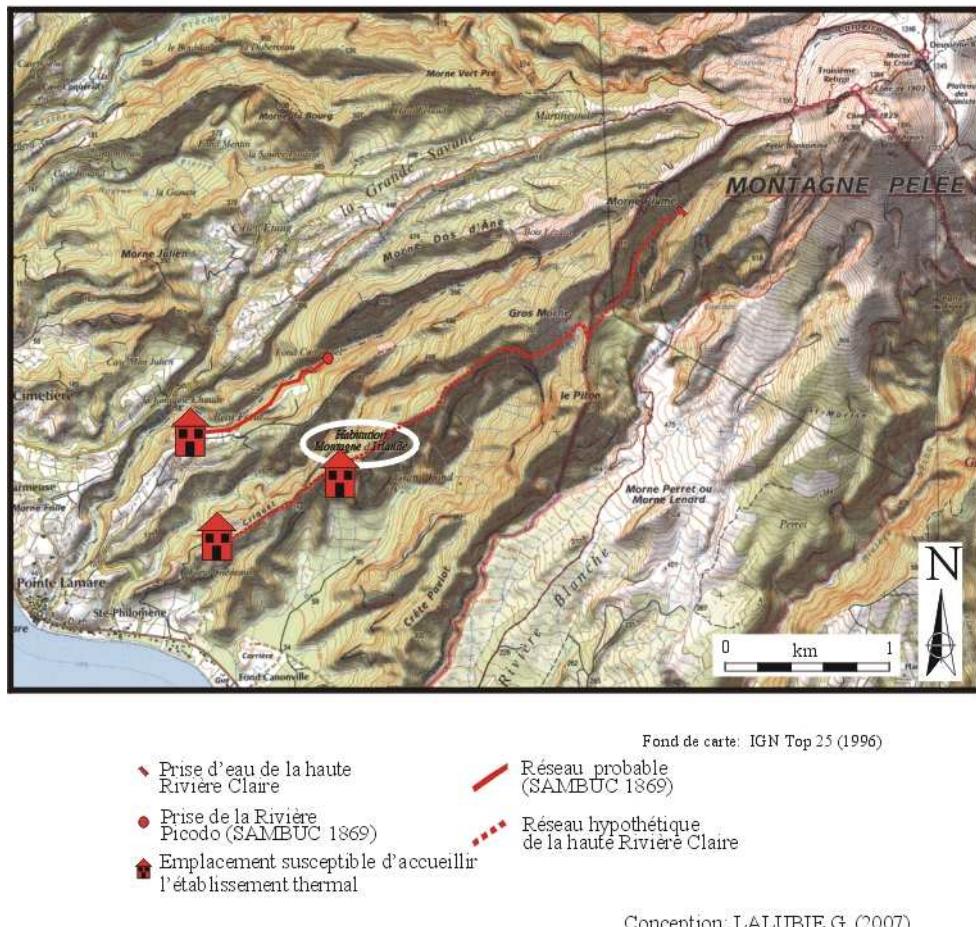
La source la plus concentrée de la Rivière Picodo possède un faciès chloruré bicarbonaté sodique avec une salinité de $1,6 \text{ g.L}^{-1}$. Les dilutions avec les eaux météorites sont moins importantes. Les diagrammes faisant intervenir les ions chlorure, bromure, sodium ainsi que le deutérium et l'oxygène-18 suggèrent que les eaux des sources de la Rivière Mitan et de la Rivière Picodo ont une faible part d'eau de mer ($< 2,5 \%$), avant l'interaction avec les roches (SANJUAN B. *et al.*, 2003b). Les valeurs isotopiques similaires en strontium et en lithium, des sources de la Rivière Mitan et de la Rivière Picodo, tendraient à pencher pour la thèse d'un réservoir indépendant, où les interactions avec la roche seraient plus faibles que pour le réservoir de la Rivière Chaude. Les eaux sont en effet sous-saturées vis-à-vis de la plupart des minéraux carbonatés et sulfatés et sursaturées en minéraux alumino-silicatés. LOPOUKHINE M. *et al.* (1977) ont en revanche calculé une sursaturation en calcite. Les géothermomètres chimiques et isotopiques adaptés aux conditions chimiques donnent une température de ce réservoir de l'ordre de $150 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (± 15). La composition chimique, caractéristique des eaux hydrothermales (SANJUAN B. *et al.*, 2003), laisserait alors sous-entendre la présence d'un réservoir alimenté aussi bien par les eaux météorites descendantes que par des eaux thermales venant d'en dessous. La pression partielle en CO_2 (Pco_2) d'environ 0,1 bar, aurait pour origine les gaz magmatiques. Cette recherche obstinée de la rivière Picodo, s'est soldée par un prélèvement de bonne qualité (le moins dilué des échantillons jusqu'à présent analysés), sur une source très concentrée et actuellement inconnue, même des propriétaires des lieux.

La source avait déjà été prélevée antérieurement par LOPOUKHINE M. et MOURET C. (1977). Les descriptions réalisées à l'époque ne correspondent plus entièrement au site actuel. En effet, la source de la Rivière Picodo était décrite comme quelques griffons sur le bord d'une vasque isolée (LOPOUKHINE M. *et al.*, 1977). Actuellement, les résurgences thermales sont dispersées dans le lit mineur du cours d'eau sur plus de 100 mètres de long. Notons enfin, que la différence de conductivité de la Rivière Picodo entre 230 et 260 m d'altitude permet d'affirmer la présence d'autres sources thermales, encore à découvrir. Il est probable que ces sources soient moins concentrées que plus en aval, car dans ce secteur la concentration diminue quand on s'élève en altitude. De même, une conductivité du cours d'eau de $246.10^{-6} \text{ S.cm}^{-1}$ à 260 m d'altitude laisse supposer que des sources minéralisées l'alimentent plus en amont. En effet, les conductivités des eaux de surface naturelles ne dépassent pas $150.10^{-6} \text{ S.cm}^{-1}$ sur la Montagne Pelée.

Jusqu'à présent, il y avait une certaine "confusion" quant à la nomination de cette source (MOURET C., 1979a). Elle pouvait en effet se nommer source du Prêcheur, source de la Rivière Messiny (SAMBUC, 1869, REVET E., 1949), source de la Rivière la Mare, source de la Rivière Picodo (MOURET C., 1979a)... Les sources de la Rivière Mitan sont aussi appelées parfois Mitan-Picodo (BARAT A., 1984).

Le docteur SAMBUC (1869) parle même de la source de la Rivière Picodo, comme alimentant l'établissement thermal de la Montagne d'Irlande avant l'éruption de 1902. Nous ne savons pas où se situaient exactement les bains thermaux, constitués de "*vingt baignoires, une douche et une grande piscine*" (SAMBUC, 1869). Il nous informe que l'établissement était à 300 m des sources thermales, sur un petit plateau en haut d'un morne, vers 175 m d'altitude. Nous pouvons voir sur la figure A10-03, que les descriptions ne correspondent pas à l'actuelle Montagne d'Irlande (toponyme cerclé en blanc). Il pourrait plutôt s'agir du Morne 177, ce qui permettrait, en outre, d'offrir la pente nécessaire pour compenser les pertes de charge de la tuyauterie. Nous nous permettons aussi d'émettre une hypothèse concernant l'alimentation de cet établissement thermal. Le Docteur SAMBUC a effectué ses prélèvements à proximité des bains, sans jamais observer les sources. De notre côté, nous considérons le débit des résurgences de la Rivière Picodo trop faible pour pouvoir alimenter de nombreux bains. Nous n'avons pas non plus observé un quelconque résidu de prise d'eau ou de canalisation, alors qu'ils y en avaient en 1949 (REVERT E., 1949). En revanche, dans la haute Rivière Claire, nous avons rencontré une prise d'eau et un départ évident de canalisation. Nous serions donc tentés de penser qu'il pourrait s'agir de l'alimentation de cet établissement thermal, se situant, en réalité pour le coup, sur l'actuelle Montagne d'Irlande.

Figure A10-03) Les hypothèses concernant l'établissement thermal de la Montagne d'Irlande



Plusieurs arguments viennent néanmoins contredire cette hypothèse :

- la température et la concentration en chlorure de sodium, analysées par SAMBUC (1869) paraissent bien trop élevées pour les eaux de la haute Rivière Claire. De plus, le faciès chimique du prélèvement de SAMBUC (1869), par sa nature relativement peu minéralisée, ressemble plus à celle des sources de la Rivière Mitan (SANJUAN B. *et al.*, 2003 a), qu'à celle de la Rivière Picodo ;

- l'altitude, qui malgré l'imprécision des altimètres à pression de l'époque, ne peut pas confondre 175 m (SAMBUC, 1869) et 351 m : il pourrait s'agir alors du Morne Criquet (figure A10-03), situé sur la même crête que la Montagne d'Irlande ;

- la nature cuivrée de la tuyauterie selon SAMBUC (1869), alors que les tuyaux observés actuellement sont cassés net comme de l'acier ;

- la distance de la source réputée rapprochée de l'établissement avec les sources.

En revanche, la description du chemin dans SAMBUC (1869), "*une montée assez longue s'enroule autour du morne au sommet duquel est l'établissement*", correspond mieux à la trace menant en lacet au Morne Criquet qu'à celle plus rectiligne desservant le Morne 177 (figure A10-03). Ainsi, si l'établissement se trouvait sur le Morne Criquet, il ne pouvait pas être alimenté par les sources de la Rivière Picodo, car il aurait fallu traverser la vallée de la Ravine Chéneaux. Il ne pouvait être alimenté que par les sources de la haute Rivière Claire. Il est aussi intéressant de remarquer que la prise d'eau de la haute Rivière Claire n'existe pas en 1851, car elle n'aurait pas manqué d'être mentionnée dans le rapport de mission d'observation de l'éruption de 1851 (LEPRIEUR *et al.* 1852). Afin de lever ces incertitudes, il serait donc intéressant d'effectuer des recherches plus approfondies sur cet établissement, afin de connaître notamment sa date de construction et sa localisation exacte.

Déjà analysé à maintes reprises (LOPOUKHINE M. *et al.*, 1977 ; BARAT A., 1984), le prélèvement de la source de la Rivière Mitan, peut avoir un intérêt grâce aux nouvelles techniques d'analyses d'éléments, à cette époque non recherchés, et de nouveaux géothermomètres. Quant à la source de la Rivière Picodo à 220 m d'altitude, la concentration du prélèvement est la plus importante jamais mesurée. Si ce n'est pas la première fois qu'elle est analysée, c'est en revanche la première fois qu'elle est localisée aussi précisément sur une carte.

A10- 4. La campagne de la Grande Rivière

La descente de la Grande Rivière possède la réputation d'être la plus longue et la plus engagée de la Martinique. Avec Richard ROUX et Christian ZADIC, nous avons entrepris de réaliser la descente sur deux jours, en partant de nuit le 12/05/03 pour espérer en sortir le 13/05/03 vers 17 H 00.

Le premier matin, nos sacs, surchargés de provisions et de matériels, ont ralenti notre ascension. Nous ne sommes entrés dans la rivière que vers 08 h 00, au pied du Morne Macouba, à l'altitude de 1 116 m. Après quatre heures de progression, vers 12 h 00, nous avons rencontré un petit affluent en rive droite, presque vertical, aux dépôts ferrugineux et à une température bien plus tiède que l'eau du cours d'eau. Nous avons pu remonter l'affluent jusqu'à la source, qui ne se trouvait, par chance, uniquement qu'à 6 m de dénivellation par rapport à la cote de la rivière. La source principale (figure A10-04) émergeait dans un petit replat (planche photographique A10-06), d'un mètre de diamètre, au milieu de la ravine sèche et quelques petits suintements étaient visibles sur les parois rocheuses de cette ravine. La source, à 865 m d'altitude, sortait avec un débit soutenu de 0.25 L.s^{-1} et une conductivité de $353.10^{-6} \text{ S.cm}^{-1}$ pour une température de $27,1^\circ\text{C}$, soit une conductivité 6 fois supérieure à celle du cours d'eau et une température supérieure de 8°C . Le pH était de 6,3. En amont de la confluence, la Grande Rivière avait une conductivité de $58.10^{-6} \text{ S.cm}^{-1}$, pour une température de $19,2^\circ\text{C}$ et un pH de 7,6. La source est néanmoins assez diluée par les eaux d'infiltration superficielle. La source dégageait une faible odeur, commune aux sources chaudes, mais surtout, paraissait libérer des bulles de gaz de 0,5 cm de diamètre à un rythme irrégulier, mais avec une moyenne d'une bulle toutes les deux à trois secondes. Toutes les mesures et les prélèvements se sont passés sans encombre, à l'exception du topofil. En effet, il nous fut impossible de s'attarder à rattacher le fil dès sa rupture, tant la progression était exigeante. Heureusement la source ne se trouvait pas loin de la confluence, cotée à 880 m (figure A10-04), où le topofil fut remis à zéro. A l'inverse, il semble que le conductivimètre, après deux jours de canyon, ne fut plus guère cohérent. Il a été impossible de l'établir au retour de l'expédition. Il ne fait, en revanche aucun doute qu'il était fonctionnel durant la mesure à la source. La source thermale de la Grande Rivière a un faciès bicarbonaté calco-sodique (SANJUAN B. *et al.*, 2003b). Faiblement minéralisée, elle présente les caractéristiques isotopiques d'une eau superficielle faiblement réchauffée et avec un faible degré d'interaction avec la roche. Le pH proche de 6 pourrait laisser entendre une pression partielle en CO_2 relativement importante, dont l'origine pourrait être magmatique (gaz ou vapeur?). L'application des géothermomètres chimiques et isotopiques adaptés aux conditions chimiques (SANJUAN B. *et al.*, 2003b) indiquent des températures profondes de l'ordre de 105°C (± 10). En revanche, les suintements, sortant de fissures de brèches indurées vraisemblablement de l'édifice ancien, sont difficilement interprétables. Ils pourraient éventuellement avoir une origine commune avec la source située plus en amont, par un cheminement superficiel, ou une origine profonde.

Figure A10-04) Localisation et physico-chimie
de la source thermale de la Grande Rivière

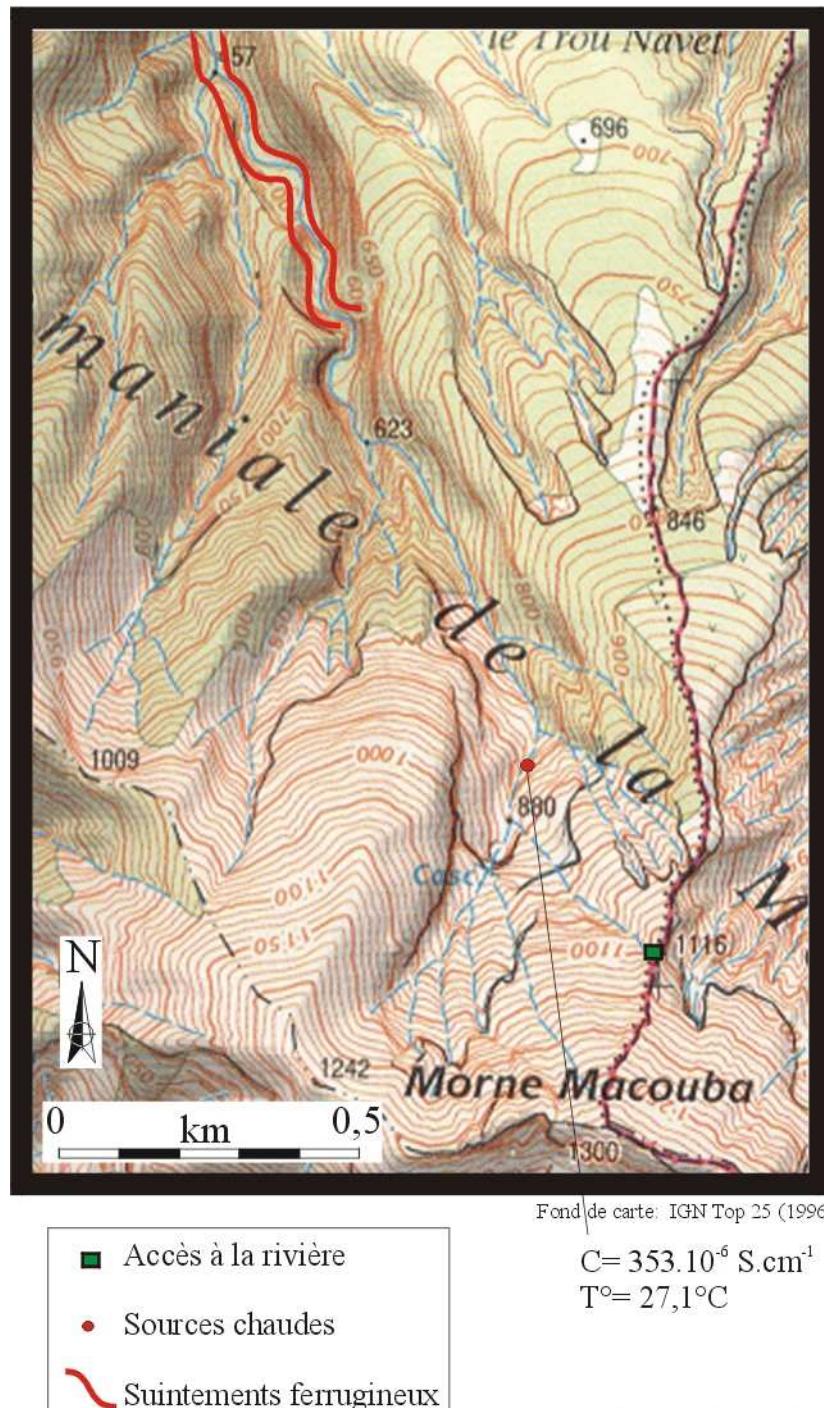


Planche photographique A10-06) La source thermale analysée en 2003
de la Grande Rivière

A) La source prélevée



B) La source prélevée nettoyée



Résurgence

C) Environnement général



Ravine d'où proviennent les eaux thermales
La Grande Rivière
Le cours d'eau aux eaux mélangées

D) Le mélange des eaux



Eau thermale

Mélange des eaux

Eau de la rivière

Photographies: LALUBIE G. (2003)

Nous avons repris notre descente vers 14 h 00 pour arriver au bivouac, au pied d'une cascade de 70 m au niveau de la confluence, cotée à 623 m (figure A10-04), vers 17 h 30. La pluie est tombée sans relâche de 19 h 00 à 03 h 00, faisant grossir la rivière et, par là même, le souffle de la cascade. Il a donc fallu renforcer les bâches nous abritant, en pleine nuit, sous la pluie et sous les embruns... Nous avons repris notre progression vers 05 h 30, pour nous engouffrer dans une gorge étroite que la rivière a creusé indifféremment, au milieu des dépôts de lave massive, de brèches lahariques et de coulées pyroclastiques, très anciennes car très indurées. Entre 580 m et 400 m d'altitude (figure A10-04), de nombreux petits suintements, présentant des dépôts ferrugineux, tapissaient les deux rives de la gorge. Il n'a pas été possible d'en isoler pour les analyser, tant la progression dans la gorge fut "aquatique". Ce n'était qu'une succession de cascades, toboggans et vasques profondes de plusieurs mètres, avec un débit d'environ $0,3 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Cette gorge ne se terminait qu'à la confluence cotée à 180 m d'altitude que nous atteignions vers 14 h 30. Il nous restait encore trois heures de marche dans la rivière, avant d'atteindre la voiture.

Les trois membres de l'expédition ont eu de nombreux petits bobos, les chaussures trouées et les "fonds de culottes" râpés et déchirés. A la fin de l'expédition, analyser cette source, même pour la première fois, nous est malgré tout paru bien fade, devant les 36 heures passées dans cet environnement unique et grandiose, mais rendu rude par les eaux déchaînées à l'intérieur de la gorge. La situation géographique de la source thermale est intéressante, car elle se situe sur le flanc nord de la Montagne Pelée et non sur le flanc sud-ouest comme toutes les autres du volcan. Il ne sera en revanche pas aisément de réitérer ce prélèvement, tant ce canyon est hors catégorie dans l'échelle des difficultés liées à l'engagement physique et à la longueur de la course. Il serait d'ailleurs impossible de se rendre sur place en dehors de la période d'étiage, tant les eaux, même en carême peuvent y être déjà puissantes.

A10- 5. Les sources échantillonnées par l'Observatoire

Dans le cadre de la surveillance du volcan, l'Observatoire de la Montagne Pelée analyse les paramètres physico-chimiques des fluides du volcan. Il existe deux sites de prélèvement, dans le même aquifère de la Coulée de la Rivière Blanche :

- les sources chaudes de la Rivière Chaude, à la sortie des gorges, vers 600 m d'altitude (figure A10-01) ;

- le puits chaud, proche de la mer en rive gauche de la Ravine Falaise Rouge (figure A10-05).

Aux sources chaudes, les mesures physico-chimiques et les prélèvements ont lieu une fois par mois. Au puits chaud, un forage (d'une dizaine de mètres de profondeur avec l'eau à 3 ou 4 m) est équipé d'une station d'analyse automatique : elle mesure toutes les 10 minutes la température, le pH, la conductivité et la hauteur d'eau. Chaque mois, des prélèvements y sont effectués, pour y être analysés au laboratoire de l'I.P.G. de Guadeloupe. L'Observatoire de la Montagne Pelée enregistre des températures en constante diminution depuis 1965 (DE REYNAL D., 2000). La perte de température se chiffre à $0,8 \text{ }^{\circ}\text{C}.\text{an}^{-1}$ pour la source amont et à $0,3 \text{ }^{\circ}\text{C}.\text{an}^{-1}$ pour le puits chaud.

Différentes campagnes géophysiques ont aussi été menées pour caractériser les systèmes géothermiques de la Martinique. La synthèse de SANJUAN B. *et al.* (2003 a) reprend les résultats des différentes campagnes géomagnétiques, gravimétriques, électriques, de polarisation spontanée, audio-magnéto-telluriques, sismiques...

A10- 5.1. Les sources de la Rivière Chaude

Les eaux des sources thermales de la Rivière Chaude (planche photographique A10-07 et figure A10-01) sont les plus connues de l'île. La zone s'étend sur une centaine de mètres. Les sources les moins diluées (par les eaux de surface lors de leurs remontées) semblent se situer au pied de la cascade (conductivité : $1490.10^{-6} \text{ S.cm}^{-1}$, température : $51.4 \text{ }^{\circ}\text{C}$ et pH : 6,3). Le prélèvement le plus concentré indique une dilution par 60% d'eau superficielle lors de la remontée des eaux thermales. En amont de la cascade, les gorges sont tapissées de dépôts ferrugineux présentant de nombreuses résurgences moins concentrées qu'à l'aval (BARAT A., 1984).

Planche photographique A10-07) Les sources thermales de la Rivière Chaude

A) Les résurgences en aval de la cascade



Les prélevements sont réalisés sur les résurgences à l'aval de cette cascade (parois et au fond du cours d'eau)

B) En amont, les gorges sont tapissées de dépôts colorés



C) Les gorges de la Rivière Chaude



Largeur des gorges inférieure à 5 m, avec une pente très accentuée

Ruisseau d'eau superficielle

Résurgences thermales

Eau mélangée

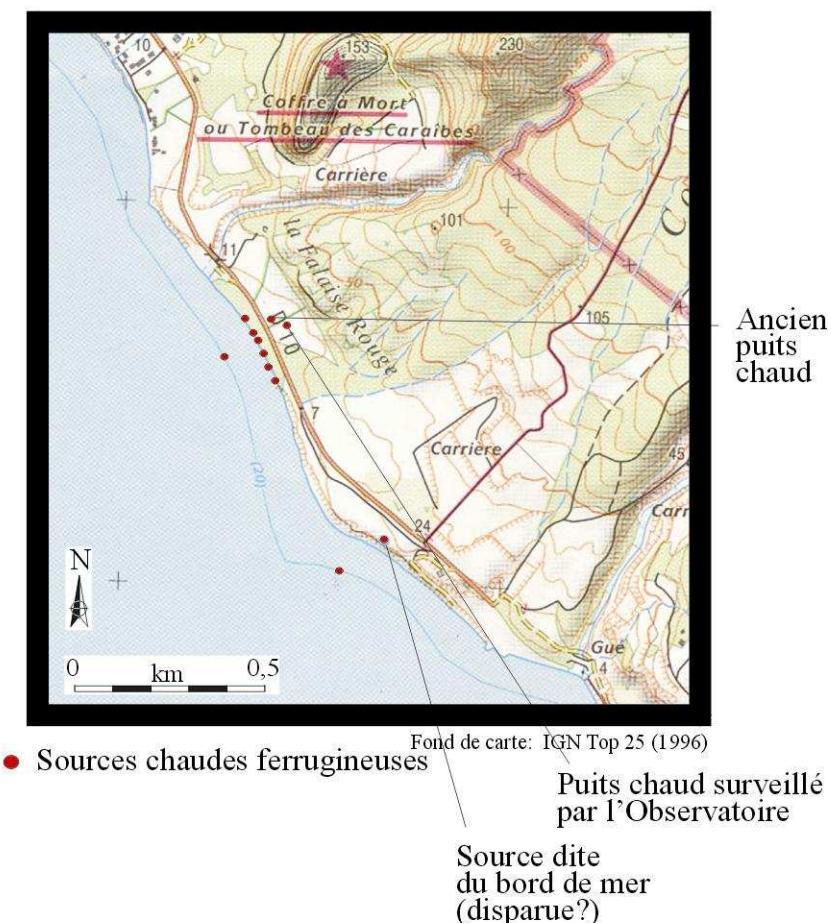
Photographies: LALUBIE G. (2001)

Toutes ces résurgences forment un groupe à part par rapport aux autres sources thermales du massif. Elles ont un faciès bicarbonaté sodique. La plupart des géothermomètres chimiques et isotopiques utilisés et adaptés indiquent des températures profondes de l'ordre de 200 °C. Les valeurs isotopiques en lithium et les rapports isotopiques en strontium indiquent des interactions importantes avec la roche. La pression partielle en CO₂ (P_{CO₂}) est de 0,34 bar dont l'origine proviendrait essentiellement des gaz magmatiques.

A10- 5.2. Les sources du bord de mer

Les résurgences du bord de mer sont essentiellement situées en mer, dans la zone de déferlement de la houle (figure A10-05). Plus en amont, deux puits ont été creusés pour prélever la nappe thermale. En mer, des résurgences ont aussi été identifiées vers 30 m de profondeur. La similitude des valeurs isotopiques en lithium entre les sources de la Rivière Chaude et celles du bord de mer semble confirmer une origine commune (SANJUAN B. *et al.*, 2003b). Une partie des remontées thermales alimentant les sources de la Rivière Chaude circuleraient donc au sein des dépôts de la Coulée de la Rivière Blanche (BARAT A., 1984 ; TRAINEAU H. *et al.*, 1989 ; ZLOTNICKI J. *et al.*, 1998) pour alimenter les sources du bord de mer et les deux puits chauds (figure A10-05). Les eaux thermales sont alors largement diluées par les eaux d'infiltration superficielle. Comme pour les sources de la Rivière Mitan et Picodo, leurs faciès chlorurés bicarbonatés sodiques suggèrent aussi une faible contamination par l'eau de mer (inférieure à 2 %).

Figure A10-05) Localisation des sources thermales le long du littoral de la Coulée de la Rivière Blanche



A10- 5.3. Les sources de la Rivière des Pères

En avril et mai 2008, Cyril AUBAUD, de l'IPGP en mission à l'Observatoire de la Montagne Pelée, en compagnie du club de canyoning "Ankanionla-Madinina", est allé échantillonner les sites de résurgences ferrugineuses, minéralisées mais peu thermalisées, du bassin versant de la Rivière des Pères (planche photographique A10-08). Les deux bras principaux de la haute vallée de la Rivière des Pères renferment des sites hydrothermaux.

Dans le bras de la Rivière des Pères, on rencontre deux sites.

- Un premier site, situé à 795 m d'altitude dans le lit de la Rivière des Pères, est composé de plusieurs résurgences sur la paroi en rive gauche. (Température : 19,8 °C, conductivité : de 150 à 176.10^{-6} S.cm⁻¹ et pH : 6,5, AUBAUD C. com. perso.).

- Le second site est accessible 10 m en aval, au fond d'un petit affluent gauche qu'il faut remonter de quelques mètres. Plusieurs résurgences sont visibles. (Température : 19,9 °C, conductivité : 157.10^{-6} S.cm⁻¹ et pH : 6,5, AUBAUD C. com. perso.).

Ces deux sites de résurgences colorent le lit de la Rivière des Pères sur une vingtaine de mètres.

Deux autres résurgences sont présentes dans le premier affluent droit d'importance de la Rivière des Pères, appelé par les canyoneurs la "Rivière des Soeurs".

- la première (754 m), caractérisée par des dépôts ocres, est située en rive droite (Température : 21,5 °C, conductivité : 202.10^{-6} S.cm⁻¹ et pH : 6,9, AUBAUD C. com. perso.) avec un débit d'environ 0,2 L.s⁻¹. A partir de cette source, les suintements ponctuels ocres à débits quasi-nuls sont très nombreux. Ils se situent à la fois en rive droite et gauche.

- une deuxième source majeure (709 m), également caractérisée par des dépôts ocres ferrugineux, est située en rive gauche à mi-hauteur d'une cascade (Température : 20,4 °C, conductivité : 151.10^{-6} S.cm⁻¹ et pH : 6,9, AUBAUD C. com. perso.), avec un débit de 1 L.s⁻¹. Les suintements se poursuivent sur plusieurs dizaines de mètres puis s'éteignent ;

- entre ces deux sites, une autre résurgence de source ferrugineuse, située en haut d'une cascade, est remarquable car celle-ci se présente sous la forme de petits jets artésiens continus sous pression qui montent à des hauteurs de 30 à 50 cm.

Le lit de la rivière est peu ou pas marqué par les dépôts ferrugineux. Les échantillons de ces sources thermales sont en cours d'analyses.

A10- 6. Les autres sites de résurgences thermales suspectés

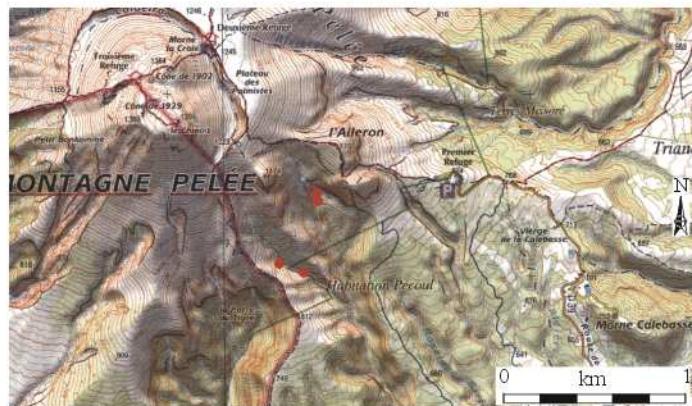
En plus des sites de la haute Rivière Claire et de la Grande Rivière que nous avons décrits pour la première fois, nous pensons qu'il est encore possible de découvrir de nouvelles résurgences thermales sur le massif de la Montagne Pelée. Nous avons vu sur la Rivière Picodo, que la conductivité du cours d'eau laissait comprendre qu'il y avait des résurgences minéralisées entre 230 et 260 m d'altitude, mais aussi au-delà de 260 m. Que ce soit par des témoignages oraux, des lectures d'ouvrages anciens et scientifiques, des indices de surface pendant nos propres visites sur le terrain, ou déduits des nouvelles connaissances actuelles, nous pouvons proposer plusieurs sites potentiels où l'on a de fortes probabilités de rencontrer des résurgences thermales (figure A10-06) :

- dans la Ravine Chéneaux ;
- dans un affluent droit de la moyenne vallée de la Rivière Claire ;
- dans le cours moyen de la Rivière Falaise ;
- en rive gauche de la Rivière Capot au Morne Rouge.

Les sites de la Rivière Capot et de la Rivière Falaise étendent ainsi les zones thermales vers l'est du massif. Ce serait donc tout le massif qui serait concerné par les remontés d'eaux thermales et pas simplement l'intérieur des caldeiras.

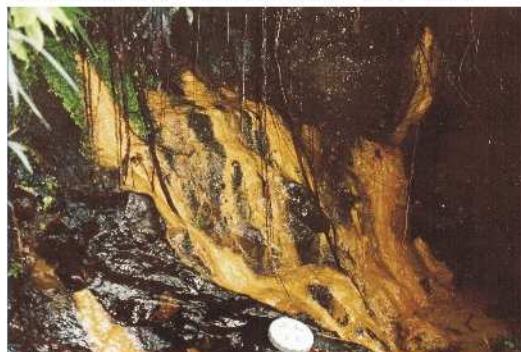
Planche photographique A10-08) Les sources thermales
du bassin versant de la Rivière des Pères

A) Plan de situation



Fond de carte: IGN Top 25
Données: AUBAUD C./IPGP (2008)

B) Les résurgences du lit principal, à aval
de la cascade de la Rivière des Pères



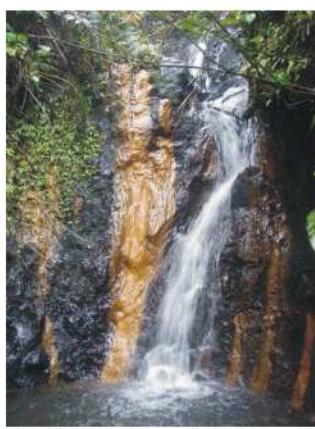
Photographie: ROUX R. (1999)

C) Une résurgence de la Rivière des Soeurs



Photographie: AUBAUD C., IPGP (2008)

D) De nombreux suintements:
dans la Rivière des 2 Soeurs



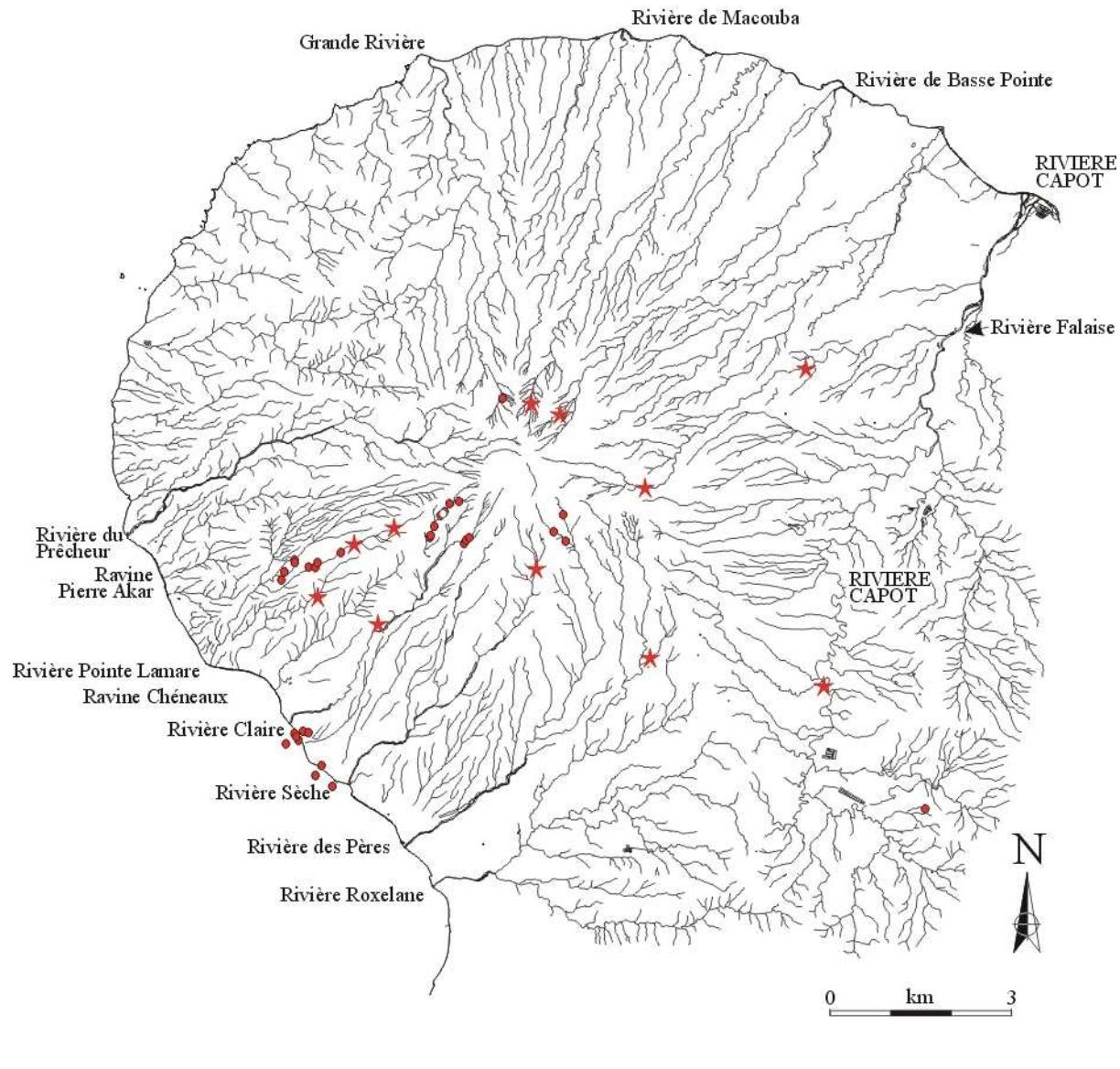
Photographie: <http://ankanionla-madinina.com> (2008)

E) Des suintements à l'aval
de la Rivière des Pères



Photographie: ROUX R. (1999)

Figure A10-06) Les sites hydrothermaux probables sur le massif de la Montagne Pelée



Conception: LALUBIE G (2003)
Source: LALUBIE G (2003)

De plus, nous avons remarqué, ce qui est cohérent, que des sources se situent aux discontinuités provoquées par les déstabilisations de flancs (LALUBIE G., 2003). Ainsi, on peut penser trouver d'autres résurgences thermales au niveau des intersections entre les tracés des caldeiras d'avalanches et des cours d'eau. Ainsi, la Rivière de Macouba, la Rivière de Basse-Pointe, la Rivière Falaise et la Rivière Roxelane, celle-ci par l'intermédiaire de son affluent la Rivière Madame seraient à même de présenter des résurgences thermales dans leur cours amont. La Rivière du Prêcheur pourrait aussi avoir une zone hydrothermale le long du rebord morphologique du premier effondrement de flanc, sur sa rive droite. Enfin, il ne serait pas non plus improbable de rencontrer des résurgences thermales dans la Rivière Sèche et la Rivière des Pères, en contrebas du dôme et au niveau du tracé enfoui de la caldeira d'effondrement sommitale du Morne Macouba.

Nous voyons alors avec la figure A10-06 que les zones thermales pourraient concerter l'ensemble du massif de la Montagne Pelée et non pas uniquement le flanc sud-ouest. Ces différents sites ne seraient sûrement pas aussi intenses que ceux de la haute Rivière Claire, de la Rivière Chaude et des Rivières Mitan et Picodo, mais leurs analyses donneraient quand même de précieuses informations sur la circulation hydrogéologique et la structure du massif.

A10- 7. La circulation hydrothermale au sein de la Montagne Pelée

Les nouveaux résultats relatifs aux compositions chimique et isotopique des eaux thermales, et leurs analyses par SANJUAN B. *et al.* (2003 b) ont permis de connaître plus précisément l'origine et les conditions d'alimentation des sources. Quatre systèmes de sources thermales ont été définis (SANJUAN B. *et al.* 2003 b). Ils se situent à l'intérieur de la plus grande caldeira d'avalanche, correspondant à la première avalanche de débris D1, datée contemporaine à l'édifice ancien (LE FRIANT A. 2001).

Deux des systèmes sont alimentés par des réservoirs dont on ignore la profondeur et le volume. Le volume peut-être estimé comme modeste (SANJUAN B. *et al.* (2003 b), en relation avec la faiblesse des débits des sources, estimés à 20 L.s^{-1} pour l'ensemble du site de la Rivière Chaude (BARAT A. 1984) et à 30 L.s^{-1} pour la Rivière Picodo (LALUBIE G. 2003). La modestie des éruptions phréatiques amène WESTERCAMP D. *et al.* (1987) à la même conclusion.

Ces réservoirs seraient alimentés par les précipitations tombées à l'intérieur de la caldeira (figure 67, § 7-3.1). Si on prend une moyenne d'environ 7 mètres de pluie par an, le volume annuel représente plus de 22.10^6 m^3 (ZLOTNICKI J. *et al.* 1998). Environ 80 % (BARAT A. 1984, GRAFF B. 2004) des précipitations ruissellent ou s'infiltrent superficiellement pour s'écouler en mer par les Rivière Sèche, la Rivière des Pères et la Rivière Roxelane. Les 20 % qui s'infiltrent profondément représentent donc $4.4.10^6 \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$. Cette eau, par gravité, s'écoule le long de la paroi amont de la caldeira, dans les dépôts pyroclastiques de l'édifice récent et intermédiaire, puis sur le plancher en direction de la mer (figure 67, § 7-3.1).

Mais, sous la Rivière Chaude, ces eaux sont arrêtées par deux obstacles, presque parallèles, mis en évidence sur le terrain par des anomalies positives thermo-électriques (Self-Potential : SP) par ZLOTNICKI J. *et al.* (1998). Ces derniers ne considèrent pas que ces deux rebords correspondent à une paroi d'ancienne caldeira, car cette hypothèse aurait signifié une éruption ponceuse phénoménale dont on n'a jamais observé de trace. Ils penchent alors pour la présence de bourrelets de matériaux remaniés, de quelques centaines de mètres de hauteur. Ils seraient situés au pied du glissement qui est intervenu lors d'un effondrement de flanc. Il pourrait aussi s'agir de méga blocs, comme ceux reconnus par LE FRIANT A. (2001). Cet obstacle formerait un barrage en amont duquel la nappe stagnante serait réchauffée à 200°C par conduction, mais aussi par les fluides thermaux ascendants (eaux thermales, gaz magmatique, vapeur) provenant des alentours de la chambre magmatique. Excentré du conduit magmatique, ce réservoir chaud est donc stable vis à vis des éruptions (BARAT A. 1984). Les sources thermales de la Rivière Chaude et de la Rivière Claire ont en effet résisté aux quatre éruptions historiques.

Une part de cette eau chaude remonte vers la surface par un réseau de fractures, pour sortir par des résurgences dans le réseau hydrographique (ZLOTNICKI J. *et al.* 1998). L'autre part déborderait par dessus le barrage pour alimenter à travers les dépôts poreux remplissant l'intérieur de la caldeira d'avalanche pour alimenter la nappe du bord de mer (figure 67, § 7-3.1). Toujours selon ces auteurs, une part d'eau chaude contournerait aussi ces deux obstacles par le sud, avant de reprendre une direction radiale sud-ouest à travers une échancreure. Ce double débordement pourrait expliquer l'étendue en largeur de la nappe hydrothermale du bord de mer.

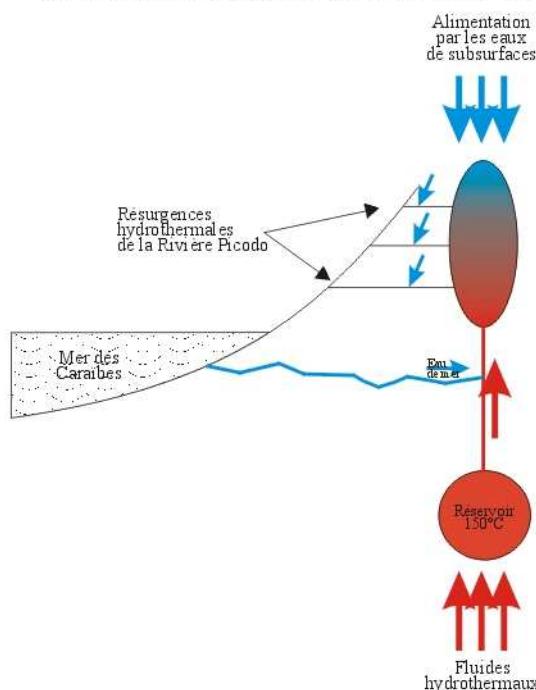
La nature du réservoir du système de la Rivière Mitan et de la Rivière Picodo peut être du même type que celui de la Rivière Chaude (figure 67, § 7-3.1), ou bien correspondre à un autre type de structure

géologique. Quoiqu'il en soit, nous savons qu'il est d'une température d'environ 150 °C. Au regard de la dilution des sources vers l'amont (LALUBIE G. 2003), il est probable que ce réservoir se situe à une altitude voisine des résurgences de la Rivière Picodo. Mais, pour recevoir des infiltrations marines (SANJUAN B. *et al.* 2003 b), avec un biseau salé presque vertical et une zone de diffusion tout aussi restreinte (TRAINEAU H. *et al.* (1989), il est aussi logique qu'il soit situé en profondeur, mais toujours au-dessus du plancher de la caldeira d'avalanche. Deux hypothèses deviennent alors possibles:

- le biseau salé, lequel s'enfonce dans les dépôts pyroclastiques poreux ayant rempli la caldeira, malgré une pression hydraulique importante (pente des nappes comprise entre 2 et 4 % (SOLLSTEINER P.*et al.* 2000) ;

- un double réservoir (figure A10-07). Le plus profond serait réchauffé à 150°C par des fluides hydrothermaux. Ces eaux chaudes seraient contaminées d'eau de mer à hauteur de 2,5 %, lors de leur remontée vers la surface. Elles alimenteraient par le bas un aquifère, situé entre 200 et au delà de 260 m, lui-même alimenté du haut par les eaux de subsurface douces et froides. Ce mélange aurait une température avoisinante les 40°C. Le réservoir se vidangerait alors en continu, en empruntant différentes discontinuités horizontales (entre chaque dépôt volcanique) situées à des altitudes différentes. Le jaugeage des résurgences au cours d'une année hydrologique pourrait apporter des éclaircissements sur le fonctionnement réel du système hydrothermal de la Rivière Mitan et Picodo.

Figure A10-07) Hypothèse d'un double réservoir pour le système hydrothermal de la Rivière Mitan et de la Rivière Picodo



Conception: LALUBIE G (2003)

Les deux autres systèmes indépendants, les sources de la haute Rivière Claire et celle de la Grande Rivière, sont alimentés par les eaux météorites infiltrées superficiellement. Ces sources sont restées peu minéralisées, mais ont été chauffées et acidifiées par les fluides ascendants.

Pour la haute Rivière Claire, l'analyse sur les eaux, réalisées par SANJUAN B. *et al.* 2003 b, pourrait laisser entendre un réchauffement par des gaz magmatiques sulfureux. Nous pouvons d'ailleurs observer que la "soufrière" se situe à l'aplomb de la plus large caldeira d'effondrement sommitale dite du Morne Macouba-Morne Plumet de l'édifice intermédiaire, donc reliée à la chambre magmatique par un réseau de fissures et de discontinuités verticales.

Concernant la source de la Grande Rivière, nous ne savons pas quel fluide contamine les eaux de subsurface. On sait tout de même qu'il est assez en riche en CO₂.

APPENDICE 11

Les quartiers menacés par le réseau hydrographique

Le flanc Caraïbe représente l'illustration où les interventions de terrassement pour la voirie et la construction de bâtiments ont fait disparaître le lit des ravines sèches, et limiter par conséquent la libre circulation des écoulements. Les exemples de la figure 73 du § 8-2.3 sont les plus marquants mais pas les seuls.

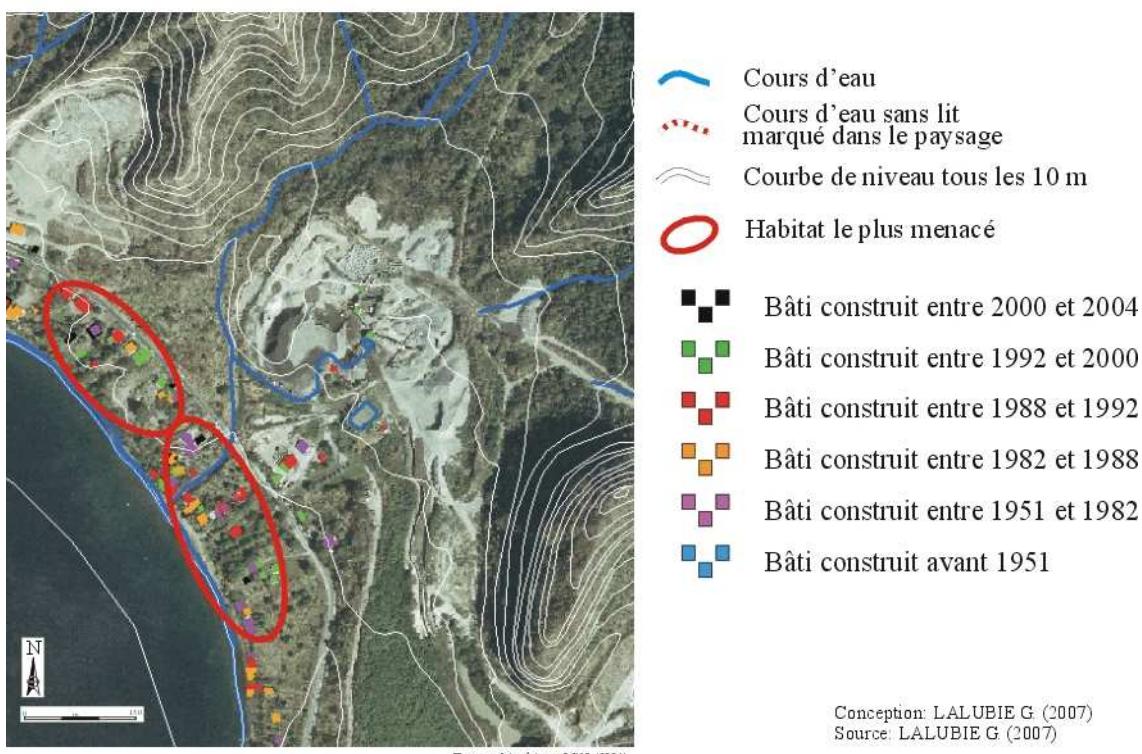
A11- 1. Les lotissements Périnelle et Fond Corré

La Ravine Beauséjour et la Ravine Périnelle (plus modeste en taille) menacent directement une zone de lotissement. Ce cas, le plus spectaculaire en terme de catastrophe potentielle, est développé et illustré au § 6-3.2 (figure 60 du volume 1).

A11- 2. Le quartier Fond Canonville

Le quartier Fond Canonville se situe en aval d'un cours d'eau détourné par une exploitation de carrière dont le bassin versant mesure 2,47 km² (appendice 8, § A8- 4). Lors de la prochaine crue exceptionnelle, le cours d'eau sortira de son lit, car ce dernier est peu marqué et simplement canalisé par des talus de matériaux fins et meubles de deux mètres de haut. Les écoulements pourront divaguer sur l'ensemble de la plaine. Situées sur la bande côtière à l'aval du cône de déjection, les maisons sont donc susceptibles de se trouver sur le passage des bras secondaires (figure A11-01). Les aménagements qu'il conviendrait de réaliser pour limiter les risques sont de grande envergure et devraient commencer dès l'amont du détournement. Ils ne pourront être réalisés qu'en collaboration avec les exploitants de la carrière.

Figure A11-01) Le quartier de Fond Canonville



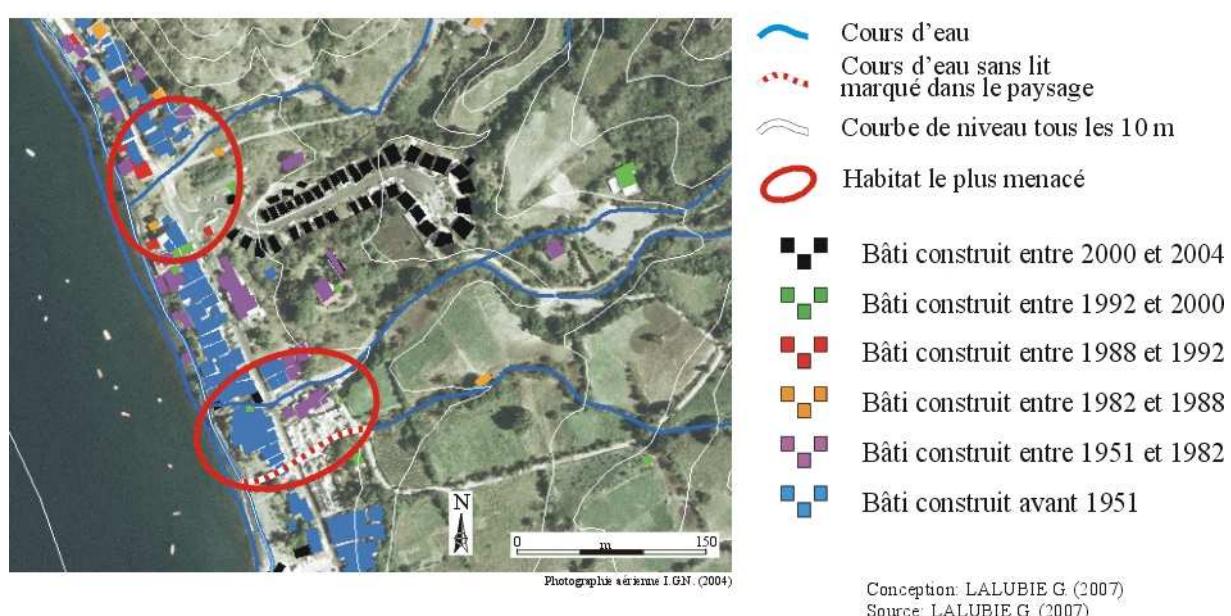
Plus au nord du quartier de Fond Canonville, au quartier Sainte Philomène, une maison individuelle semblant assez vulnérable est située au débouché de la piste faisant office du lit de la Ravine Chéneaux, en amont de la route.

A11- 3. Le quartier du cimetière au Prêcheur

Les maisons proches des rivières sont particulièrement menacées d'inondations éclairées et de divagation notamment par le recul des berges par érosion en aval du seuil créé par la route (figure A11-02). Des commerces sont aussi concernés. Les aménagements pourraient correspondre à prononcer davantage le gué pour abaisser la hauteur des écoulements.

Le cimetière occupe aussi le talweg d'un bassin versant de quelques hectares. Le ruissellement est alors obligé de traverser le cimetière et divaguer au milieu des sépultures ou de contourner l'enceinte et divaguer au milieu d'un habitat dense et particulièrement vulnérable pour certain.

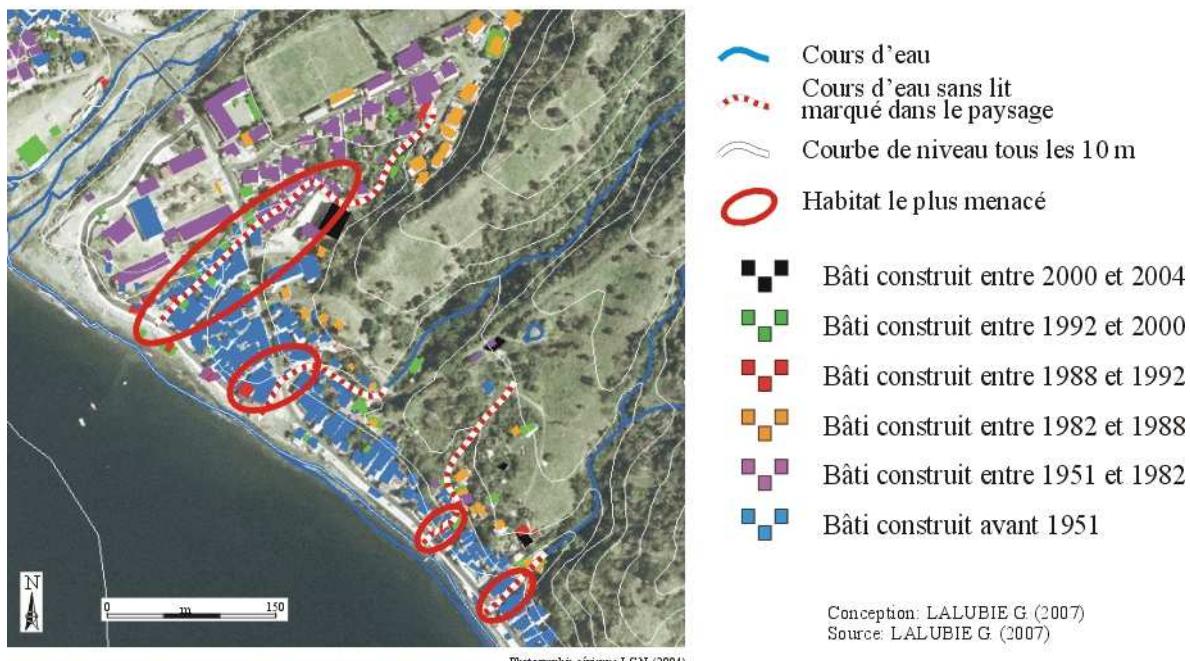
Figure A11-02) Le quartier du Cimetière au Prêcheur



A11- 4. Le bourg du Prêcheur et le quartier Boisville

Dans le centre du bourg (figure A11-03), les talwegs sont entièrement artificialisés. Ils ne constituent plus un réseau hydrographique mais un réseau d'évacuation pluvial (et parfois d'assainissement) sous la voirie routière ou piétonne. Les rives sont délimitées par les murs des maisons ou des clôtures de propriété. Pour chaque cours d'eau concerné, les aménagements existants (buses, canaux) sont réalisés pour l'évacuation des eaux pluviales courantes. Ils ne sont absolument pas prévus pour le ruissellement exceptionnel. Au cas par cas, pour chaque cours d'eau concerné, il conviendrait de définir la section d'écoulement nécessaire à une crue exceptionnelle et de la respecter (en l'inscrivant si besoin est) dans le paysage et entre les habitations.

Figure A11-03) Le bourg du Prêcheur et le quartier Boisville



A11- 5. Le quartier des Abymes au Prêcheur

Cet exemple est le plus connu du massif. La partie sud de ce quartier est construite en contre bas du bourrelé de la rive droite. Lors des débordements de la Rivière du Prêcheur, par la mise en charge du pont suite à des embâcles, cette zone subit des dégâts importants. La multiplicité des débordements a fait prendre conscience aux riverains de la menace. Leur réponse face à ces débordements à répétition a été de construire avec une architecture et des matériaux plus robustes, mais aussi de développer une organisation de garde quand la situation météorologique l'exige.

La zone nord du quartier peut aussi être atteint par la divagation des eaux provenant de la Ravine Démare (voir § A11-5, ci-dessous)

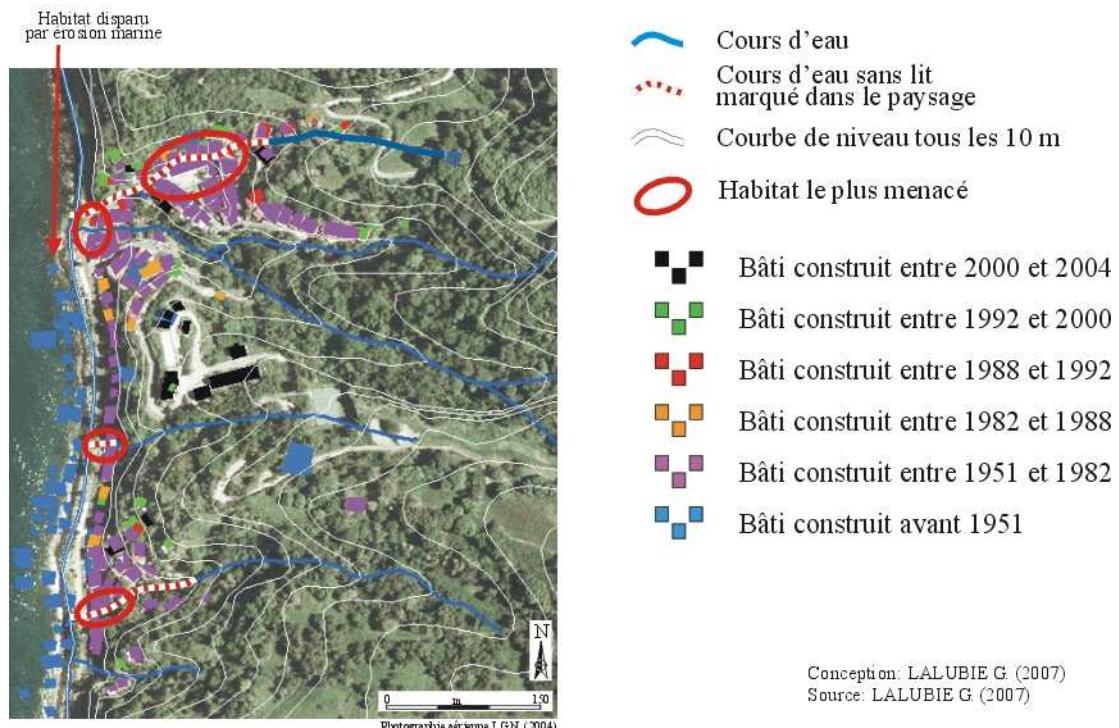
A11- 6. Le quartier La St-Pierre au Prêcheur

Les quelques maisons, dont un commerce de proximité, sont construites sur le cône de déjection de la Ravine Démare juste en amont du remblai servant au passage de la route qui surplombe le talweg de plus de 3 mètres. Ce barrage aux écoulements est ouvert par une buse offrant une section largement sous-dimensionnée. En cas d'embâcle, systématique lors des crues exceptionnelles, ces quelques maisons sont submergées et les eaux divaguent par-dessus la route. Cependant cette dernière étant bordée d'un muret, les eaux ne peuvent continuer vers l'aval et divaguent parallèlement à la côte, vers le quartier des Abymes, inondant les premières maisons

A11- 7. le quartier nord de l'Anse Belleville

Comme pour le bourg du Prêcheur, l'aval des talwegs est entièrement artificialisé quand ils traversent le hameau (figure A11-04). Il conviendrait, une fois encore de définir une section d'écoulement nécessaire à une crue exceptionnelle et de l'inscrire dans le paysage entre les habitations.

Figure A11-04) Le quartier de l'Anse Belleville



APPENDICE 12

Essais de modélisation de l'évaluation des risques hydro-volcano-géomorphologiques : premières réflexions sur le cas du massif de la Montagne Pelée

La représentation de l'espace par la chorématique (BRUNET R., 1987, 1990) nécessite un esprit de hiérarchisation et de simplification spatiale, laquelle fait ressortir l'aspect organisationnel du système. Dans cet esprit de synthèse, nous avons commencé à réfléchir sur la modélisation organisationnelle du massif de la Montagne Pelée, mais également sur celle de notre approche. Trois tentatives dans des optiques différentes sont en voie d'exploration et ne sont encore qu'au stade du conceptuel.

Nous avons d'abord essayé de représenter l'ensemble des structures élémentaires physiques et humaines du massif de la Montagne Pelée à trois échelles différentes. Ces représentations chorématiques sortent de notre champ thématique, ce pourquoi nous ne les exposons pas dans ce travail. Cependant, ces interprétations nous ont conduit à proposer un premier modèle de synthèse multiscalaire du massif de la Montagne Pelée (A12- 1). Il nous servira de rampe de réflexion pour la décomposition de notre approche et nous permettra, dans un deuxième temps de jeter les bases d'un premier essai de modélisation des risques hydro-volcano-géomorphologiques autour du volcan (A12- 2). Enfin, dans un troisième temps, nous essayerons de proposer les prémisses d'un principe méthodologique de modélisation spatio-temporelle de l'activité hydro-volcano-géomorphologique d'un volcan hypothétique (A12- 3), dans l'optique que cette application soit applicable sur un grand nombre d'édifices volcaniques.

Nous employons beaucoup le conditionnel dans ce dernier appendice car nous présentons vraiment le début de la réflexion qui pourrait être poursuivi si un intérêt se faisait ressentir. D'autre part, ces simplifications successives de la complexité du terrain vont quelque peu à l'encontre de notre approche naturaliste, cherchant dans la mesure du possible à connaître la diversité des cas. Cependant, l'outil chorématique fait ressortir les cotés organisationnels du système et structure la pensée par son aspect pédagogique indéniable. Ces essais de modélisation ne constituent nullement l'aboutissement de ce travail sur les cours d'eaux du massif de la Montagne Pelée et sur l'approche hydro-volcano-géomorphologique. Il s'agit d'une piste méthodologique d'analyse, tout comme les autres présentés dans ce volume des appendices.

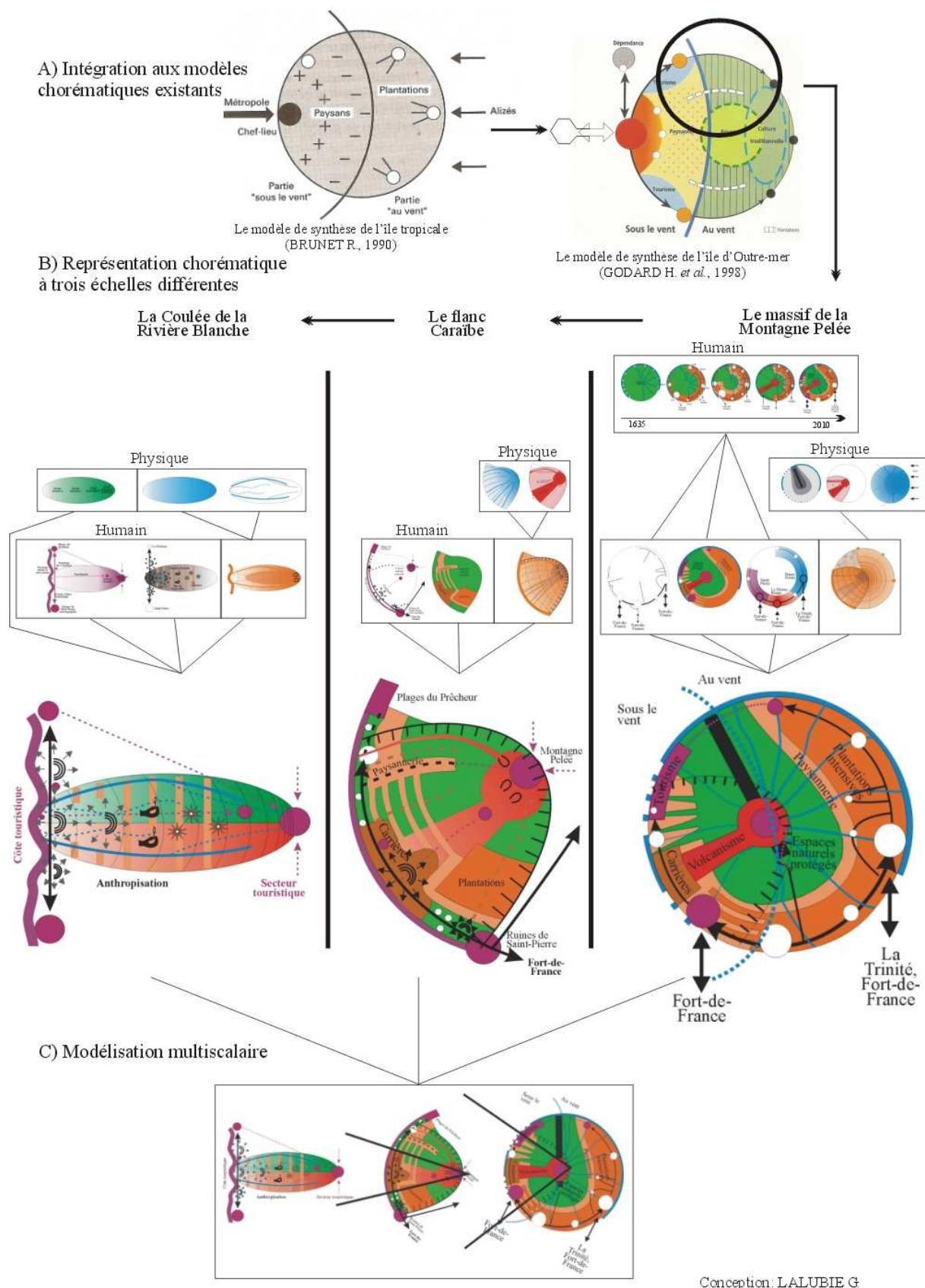
A12- 1. La représentation chorématique du massif de la Montagne Pelée

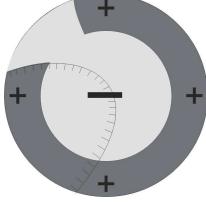
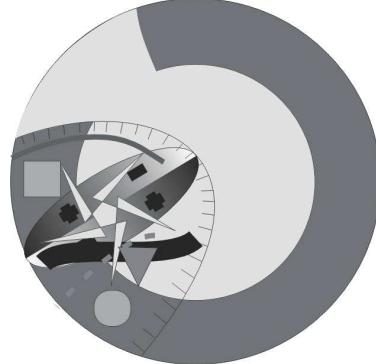
L'étude du massif de la Montagne Pelée permet de dégager trois échelles d'étude pertinentes (figure A12-01) :

- le massif dans son ensemble permettant de distinguer le flanc Caraïbe, le flanc Atlantique et le Conil ;
- le flanc Caraïbe correspondant à l'intérieur de l'effondrement de l'édifice, rempli par la suite des dépôts de l'édifice récent : la néo-Pelée ;
- la Coulée de la Rivière Blanche représentant l'emprise spatiale des dépôts pyroclastiques des éruptions historiques.

Chaque échelle, ayant donné lieu à une représentation chorématique (figure A12-01) peut être modélisée, dans le sens où l'on met en avant une organisation simplifiée mais valable pour l'ensemble du sous-système.

Figure A12-01) Représentations chorématiques multiscalaire du massif de la Montagne Pelée



	<p><u>Le volcan : une inversion du modèle centre/péphérie</u> (Godard H. 1998) Le relief, les conditions bioclimatiques de l'intérieur des terres, mais également l'accessibilité de la côte ont favorisé de tout temps cette inversion. Cette opposition littoral/intérieur s'observe tant dans la densité de population que dans la mise en valeur de l'espace. Sur le massif, le modèle est perturbé par la présence du Conil.</p>
	<p><u>Le flanc Caraïbe : une compartimentation géographique</u> Suite aux bouleversements d'ordre géomorphologique et volcanique, les conditions procurent une absence de gradients clairs, qu'il soit hydrogéomorphologique, bioclimatique ou humain. L'espace, excessivement sectorisé, est marqué par l'hétérogénéité.</p>
	<p><u>La Coulée de la Rivière Blanche : des gradients antagonistes</u> La coulée volcanique engendre différents gradients aussi bien physiques (conditions bioclimatique et géomorphologique, intérêt écologique) qu'humains (anthropisation, intérêt paysager et touristique). Ces gradients ont également la particularité de s'étendre d'un extrême à l'autre et se modifier sur des dynamiques temporelles rapides.</p>
<p><u>Modèle multiscalaire du massif de la Montagne Pelée</u> Au sein du massif de la Montagne Pelée, chaque niveau scalaire répond à une organisation particulière. Ce modèle général semble s'adapter relativement bien aux volcans explosifs d'arc, mais plus généralement aux édifices volcaniques imposants étant peu conditionnés par des facteurs topographiques externes.</p>	

Les deux modèles aux échelles inférieures, celui du flanc effondré et celui de la coulée récente, ne sont pas forcément uniques et emboîtés. Les combinaisons pourraient se multiplier tant en nombre qu'en emprise spatiale. D'autres ensembles sectorisés et modélisés (comme le Conil pour le massif de la Montagne Pelée) pourraient également être ajoutés.

Suite à cet essai de modélisation simplificatrice multiscalaire du massif de la Montagne Pelée, nous allons tenter de modéliser les caractéristiques hydro-volcano-géomorphologiques pour chaque échelle d'étude.

A12- 2. La modélisation spatiale du risque hydro-volcano-géomorphologique sur le massif de la Montagne Pelée

Pour aboutir à la spatialisation des risques hydro-volcano-géomorphologiques sur le massif de la Montagne Pelée, il conviendrait en premier lieu de caractériser les compartiments hydro-volcano-géomorphologiques de l'édifice et d'en évaluer la dynamique de chacun. Ces caractéristiques croisées avec la présence des enjeux seraient alors à même de nous apporter un modèle d'organisation spatiale de ces risques.

Si nous allons tenter de modéliser les risques hydro-volcano-géomorphologiques sur le massif de la Montagne Pelée, la démarche semble adaptable et applicable à l'ensemble des grands strato-volcans.

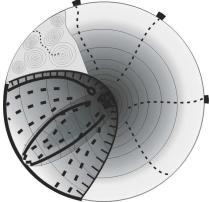
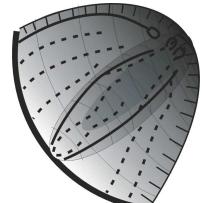
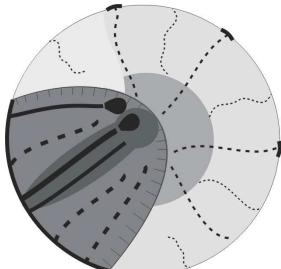
A12- 2.1. Les structures élémentaires des compartiments hydro-volcano-géomorphologiques

Il conviendrait en premier lieu de définir des compartiments hydro-volcano-géomorphologiques, à l'intérieur desquels les caractéristiques, mais surtout, où les aléas sont communs.

	<p>L'édifice volcanique (1) - (st 1) Les compartiments représentés sont relativement communs aux édifices volcaniques. L'enclave du Conil est particulière au massif de la Montagne Pelée : 1a) Planèzes ; 1b) Cône sommital ; 1c) Le Conil ; 4) Réseau hydrographique ; 5) Côte. Par réseau hydrographique (4), nous entendons l'ensemble des compartiments hydro-géomorphologiques entre les escarpements bordant le torrent et son cône de déjection.</p>
	<p>L'intérieur de l'effondrement de flanc (2) - (st 2) Ce compartiment, délimité par les caldeiras d'avalanche, est rempli de dépôts volcaniques récents (post-déstabilisation) constituant l'essentiel de l'édifice nouveau du volcan : 2) Intérieur de la déstabilisation de flanc ; 4a) Lahars dans réseau ; 4b) Réseau à l'intérieur de 2. Les mouvements de terrain actifs de grande ampleur (4a) affectent le cône sommital (1b) de ce compartiment (2).</p>
	<p>Les dépôts des éruptions récentes (3) - (st 3) Ce compartiment correspond à l'emprise spatiale des dépôts volcaniques des dernières éruptions récentes. Il est assez souvent à l'intérieur de l'effondrement de flanc, mais pas nécessairement. Il renferme un réseau hydrographique en formation : 3) Coulée volcanique récente ; 4c) Réseau hydrographique à l'intérieur de 3.</p>
<p>Les ensembles hydro-volcano-géomorphologiques du massif de la Montagne Pelée - (mi-comp) Chaque compartiment possède une extension spatiale, des comportements et une dynamique pouvant être définis. Son réseau hydrographique possède des caractéristiques qui lui sont propres. Sur le massif de la Montagne Pelée, nous proposons pour l'instant ces compartiments, mais ils peuvent évoluer, de même ils peuvent varier d'un édifice à un autre.</p>	

A12- 2.2. L'intensité de la dynamique géomorphologique

Pour chaque compartiment déterminé, il convient d'estimer l'intensité de l'activité hydro-volcano-géomorphologique et également la fréquence de l'aléa dans les cours d'eau. Le niveau de gris est en relation avec la dynamique

	<p><u>Une activité géomorphologique compartimentée - (st 4)</u> L'activité géomorphologique sur les versants comme hydro-géomorphologique à l'intérieur des escarpements bordant le réseau hydrographique est particulière pour chaque compartiment défini ci-dessus. Un gradient altitudinal peut déjà être mis en avant à cette échelle. L'érosion marine agit également à différentes échelles temporelles selon les compartiments.</p>
	<p><u>Une activité géomorphologique très active mais hétérogène - (st 5)</u> Pratiquement chaque bassin versant présente des caractéristiques lithologiques, morphologiques et hydrologiques hétérogènes, mais possède un dénominateur commun : une activité morphodynamique débridée. Le gradient altitudinal se confirme, mais avec un contraste moins marqué entre le cône sommital et l'aval. L'activité géomorphologique du rivage est également importante.</p>
	<p><u>Un gradient géomorphologique - (st 6)</u> L'extrême jeunesse des coulées pyroclastiques induit des reliefs très éloignés de leur profil d'équilibre, des dépôts friables et un réseau hydrographique en formation. L'activité géomorphologique est en partie contrôlée par l'épaisseur des dépôts, les crues record et l'activité anthropique. L'érosion de la côte est très active.</p>
<p><u>La dynamique géomorphologique sur le massif de la Montagne Pelée - (mi geom)</u> Par simplification, le gradient altitudinal a été éliminé ; en revanche, la menace que représente le réseau hydrographique a été mieux caractérisée, car l'épaisseur du trait est en relation avec l'intensité et les pointillés indiquent un caractère d'intermittence prononcé. Cette tentative de modélisation de l'activité morphodynamique représente une approche permettant de caractériser indirectement l'intensité des aléas hydro-volcano-géomorphologiques et de hiérarchiser les zones à risque.</p>	

A12- 2.3. La présence des enjeux

La présence humaine et l'aménagement du territoire du massif de la Montagne Pelée ont été fortement marqués par de grandes étapes de la complexe et douloureuse histoire coloniale (1635, colonisation européenne et système de plantations esclavagistes ; 1848, abolition de l'esclavage et naissance de la paysannerie ; 1950, départementalisation et exode rural), mais également par les deux éruptions du XX^e siècle. L'organisation spatiale actuelle est le fruit des interactions complexes entre l'histoire, l'activité volcanique, la topographie et la productivité des terres agricoles.

	<p>Des secteurs d'activités spécialisés et sectorisés - (st 7)</p> <p>Les différentes phases de mise en valeur de l'espace (histoire coloniale complexe) ont généré une structuration du territoire, laquelle est rompue par des contraintes physiques (relief, conditions bioclimatiques, volcanisme). A cet angle mort correspondent différents classements d'espaces protégés. Figure extraite de la séquence chronologique représentée figure A12- 01.</p>
	<p>Des réseaux non hiérarchisés - (st 8)</p> <p>Les réseaux (urbain, routier, électricité, A.E.P.) s'ordonnent en une figure annulaire non hiérarchisée, interrompue au nord. Quelques voies de pénétration vers l'intérieur viennent desservir des quartiers ruraux anciennement voués à la paysannerie, nombreuse après l'abolition de l'esclavage. L'axe Saint-Pierre/Basse-Pointe, en passant par le Morne-Rouge, représente une zone rurale dynamique et une voie de communication stratégique pour l'île.</p> <p>Figure extraite de la séquence chronologique représentée figure A12- 01.</p>
	<p>Les pôles d'anthropisation - (st 9)</p> <p>Les pôles d'anthropisation (noyaux urbains, quartiers ruraux, zones d'activités) représentent à la fois une forte concentration des enjeux et une forte valeur économique ou stratégique.</p> <p>Pour l'exemple ci-contre, seuls les pôles ayant un caractère important ou original ont été retenus.</p>
<p>La densité des enjeux - (mi enje)</p> <p>L'organisation spatiale des enjeux du massif de la Montagne Pelée peut être simplifiée par un gradient débutant doucement en dessous d'une certaine altitude (600 m environ), pour n'augmenter rapidement que proche la côte.</p> <p>L'angle mort constitué par le Conil perturbe le modèle intermédiaire.</p>	

A12- 2.4. L'indice d'exposition des pôles anthropiques

Il s'agit ici de croiser des éléments ponctuels (pôle d'enjeux) avec des caractéristiques de cellule surfacique (compartiment) et linéaire (réseau hydrographique qui est en réalité une fine surface).

La structure élémentaire représentant les pôles anthropiques (st 9) a été croisée avec le modèle intermédiaire des compartiments hydro-volcano-géomorphologique (*mi comp*) pour connaître les aléas auxquels les pôles sont exposés (st 10). En croisant cette figure (st 10) avec le modèle de l'intensité des aléas hydro-volcano-géomorphologiques (*mi geom*), on pourrait obtenir un indice d'exposition des pôles anthropiques, représentant également la potentialité d'endommagement prévisible (st 11). Les valeurs d'indice ont été attribuées sur une échelle allant de 1 à 100 et ne sont données qu'à titre comparatif, entre les différents pôles, sans discernement de la nature des enjeux.

Au cours d'une réflexion poursuivie dans ce sens, il conviendrait d'attribuer des coefficients multiplicateurs en relation avec la nature et la vulnérabilité des enjeux.

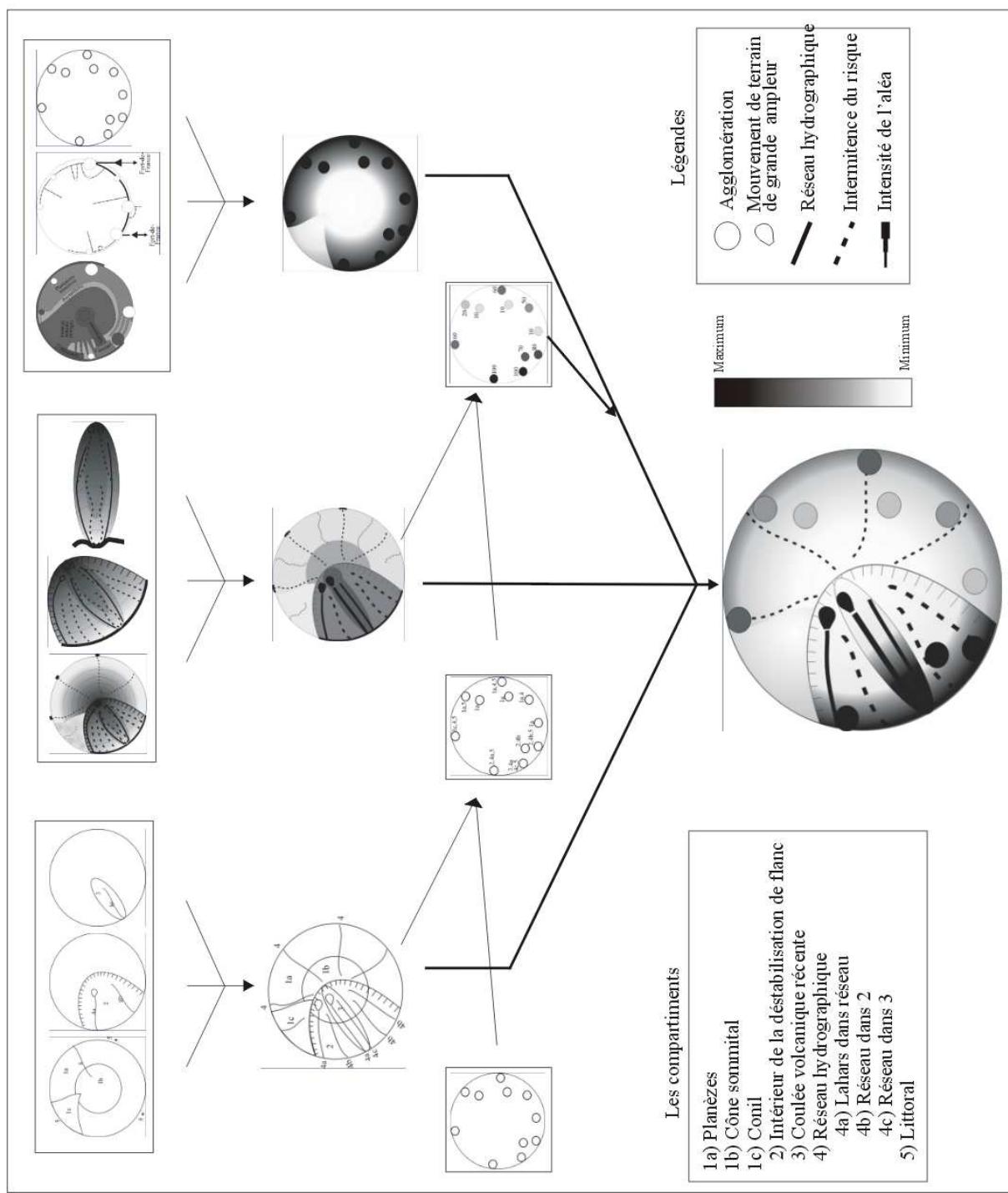
	<p><u>L'exposition aux aléas des pôles d'anthropisation - (st 10)</u> En fonction de sa situation géographique par rapport aux compartiments hydro-volcano-géomorphologiques déterminés (<i>mi comp</i>), chaque pôle se voit attribuer la somme des aléas qui le menacent.</p>
	<p><u>La potentialité d'endommagement des pôles d'anthropisation - (st 11)</u> En fonction de l'intensité de l'activité morphodynamique déterminée dans le modèle intermédiaire (<i>mi geom</i>), chaque pôle se voit attribuer un indice d'exposition. Ce dernier n'a aucune valeur quantitative. Il est attribué à des fins de comparaison inter-pôles.</p>

A12- 2.5. Le modèle du risque hydro-volcano-géomorphologique sur le massif de la Montagne Pelée

Le croisement des trois modèles intermédiaires obtenus précédemment (*mi comp*, *mi geom*, *mi enje*), complété par l'étude de cas ponctuels (st 11) permet de proposer un modèle de synthèse du risque hydro-volcano-géomorphologique sur le massif de la Montagne Pelée (*m rhvg*). Il pourrait éventuellement présenter un intérêt dans la hiérarchisation des situations avérées à risque, ainsi que dans l'évaluation des écarts d'organisation spatiale pour d'autres édifices volcaniques voisins.

<p><u>Les risques hydro-volcano-géomorphologiques sur le massif de la Montagne Pelée - (m rhvg)</u> C'est une organisation à gradients multiples. Le gradient altitudinal inverse est manifeste et il est essentiellement conditionné par la présence d'enjeux. En revanche, un gradient d'intensité s'instaure également à l'intérieur de la caldeira d'effondrement, puis au sein de la coulée volcanique. Ce modèle proposé pour le massif de la Montagne Pelée ne semble pas totalement inapplicable à d'autres édifices volcaniques.</p>	
---	--

Figure A12-02) Modélisation des risques hydro-volcano-géomorphologiques sur le massif de la Montagne Pelée



Conception: LALUBIE G

La méthode employée (figure A12-02) pour aboutir au modèle proposé est reproductible, mais surtout elle possède à première vue la qualité d'être adaptable aux conditions particulières de chaque édifice volcanique et évolutive dans le temps (ajouts d'enjeux ou de compartiments). Si la réflexion se poursuit dans cette voie, ce type de démarche pourrait orienter une approche méthodologique synthétique pour caractériser les risques hydro-volcano-géomorphologiques sur n'importe quel édifice volcanique quelconque. C'est dans cet esprit de généralisation que nous explorons la piste suivante, permettant de connaître les aléas hydro-volcano-géomorphologiques selon l'activité du volcan ou la durée de ses phases de repos.

A12- 3. La modélisation spatio-temporelle de l'activité hydro-volcano-géomorphologique

Il s'agit, là encore, de la mise en forme d'un début de réflexion proposant la possibilité de modéliser et donc d'essayer d'anticiper les aléas hydro-volcano-géomorphologiques. L'idée de départ provient d'une différence fondamentale entre les aléas volcanologiques et les aléas hydro-volcano-géomorphologies. Les premiers sont essentiellement contrôlés par des forces internes, lesquelles nous sont largement inaccessibles, ce qui rend la spatialisation de leur effet très délicate, même à l'échelle du massif. Inversement, les aléas hydro-volcano-géomorphologiques sont avant tout contrôlés par des forces externes que l'on peut bien mieux appréhender et par conséquent anticiper plus précisément les effets. Par conséquent, il devient raisonnable de vouloir localiser spatialement et temporellement les aléas hydro-volcano-géomorphologiques dans la vie d'un volcan. Nous allons d'abord déterminer la nature des aléas et leur intensité théorique en fonction du degré d'activité du volcan. Puis dans un second temps, nous allons appliquer cette chronologie à un modèle intermédiaire de l'activité géomorphologique (*mi geom*).

A12- 3.1. La chronologie des aléas hydro-volcano-géomorphologiques

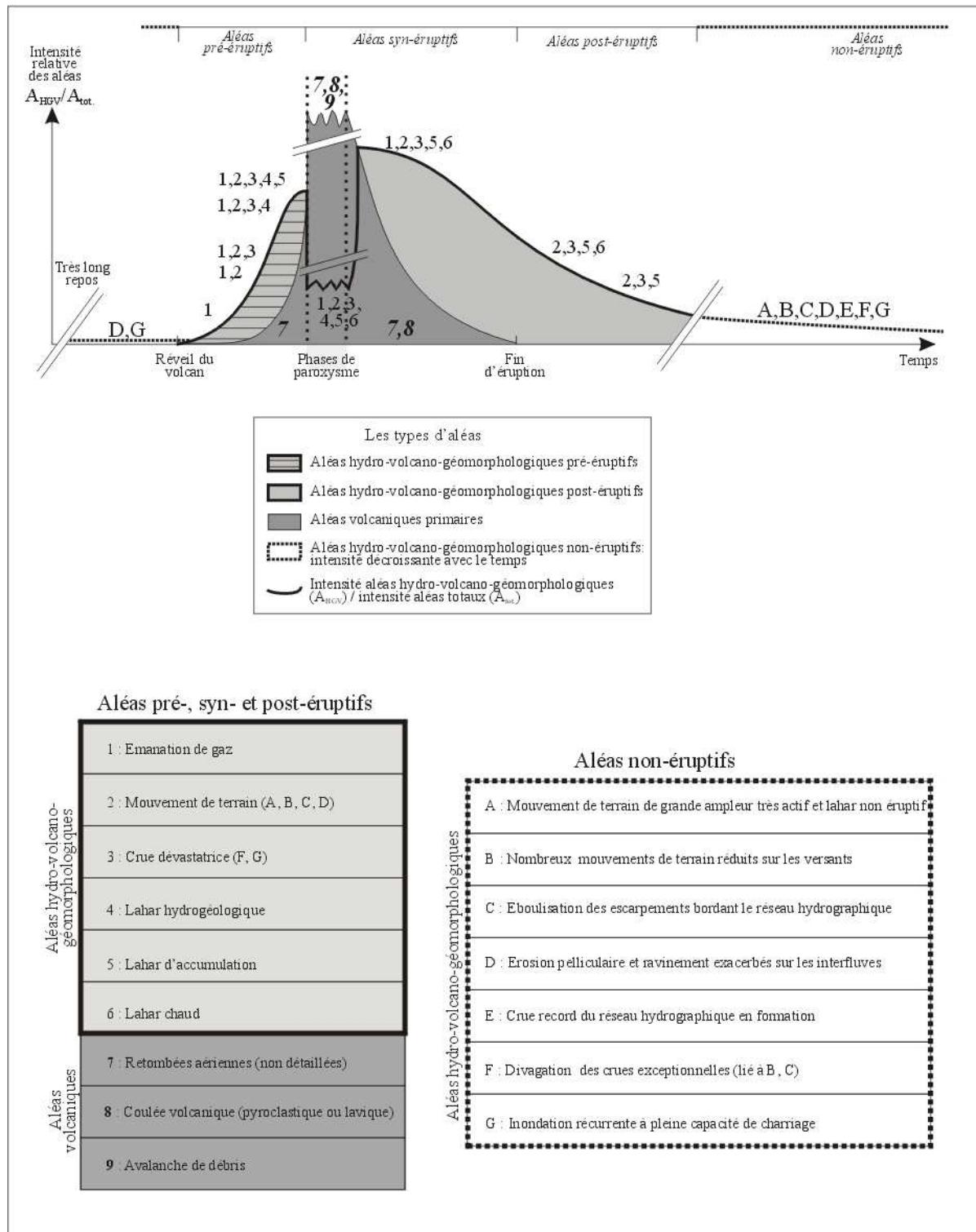
Les aléas hydro-volcano-géomorphologiques s'expriment avec une intensité différente au cours de la vie éruptive d'un volcan et sur des durées également hétérogènes. Sans avoir la prétention de vouloir être exhaustif, nous avons recensé les aléas censés se produire sur la Montagne Pelée pendant les différentes phases d'une éruption (figure 68 du volume 1) comme entre les éruptions (figure 79 du volume 1). En regroupant les deux figures, on peut proposer une chronologie de l'intensité de tous les types d'aléas hydro-volcano-géomorphologiques confondus, en fonction de l'activité du volcan (figure A12-03). Il s'agit d'une intensité relative adimensionnelle (intensité aléas hydro-volcano-géomorphologiques/ intensité aléas totaux).

Pour bien caller chronologiquement les aléas hydro-volcano-géomorphologiques, nous avons inséré les aléas volcaniques primaires dans le graphique, sans les détailler autrement que par :

- les retombées aériennes (activité phréatique, phréatomagmatique, panache plinien ou de type St-Vincent, déferlante...) ;
- les coulées volcaniques se propageant sur les flancs du volcan, qu'elles soient pyroclastiques, ponceuses ou de lave fluide, mais également plus ou moins associées à des nuages cendreux selon le dynamisme éruptif ;
- les avalanches de débris, faisant suite à l'effondrement partiel d'un flanc sommital de l'édifice durant l'éruption et dont les volumes (et les conséquences) peuvent être très variables.

La figure A12-03 pourra être améliorée en étoffant et en détaillant la nature des aléas, mais également en donnant des échelles de temps conceptuelles plus précises en fonction du volume de téphras émis.

Figure A12-03) Chronologie des aléas hydro-volcano-géomorphologiques



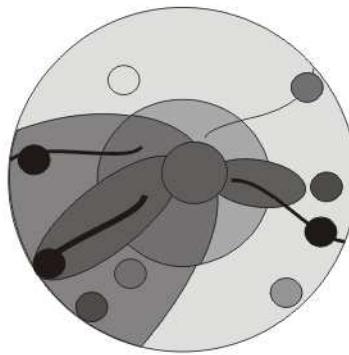
Conception: LALUBIE G

A12- 3.2. La modélisation spatiale de l'activité morphodynamique

La méthodologie de la modélisation du risque hydro-volcano-géomorphologique, réalisée sur le massif de la Montagne Pelée (§ A12- 2, figure A12-04), nécessite dans un premier temps de définir les compartiments hydro-volcano-géomorphologiques, puis dans un second temps de caractériser l'activité morphodynamique de chacun de ces compartiments afin d'obtenir un modèle intermédiaire géomorphologique (*mi geom*).

Pour illustrer cette démonstration théorique de modélisation spatio-temporelle de l'activité hydro-volcano-géomorphologique, nous avons pris le modèle intermédiaire géomorphologique (*mi geom*, figure A12-04) tiré d'un modèle d'édifice volcanique hypothétique différent de celui de la Montagne Pelée. Nous y avons également représenté des pôles d'anthropisation et leur potentialité d'endommagement théorique en fonction de leur emplacement, conformément à la méthode appliquée pour déterminer l'indice d'exposition des pôles anthropiques (*st 10* et *st 11* du § A12- 2.4).

Figure A12-04) Modélisation de l'activité géomorphologique sur un édifice volcanique imaginaire (*mi geom + st II*)



Conception: LALUBIE G

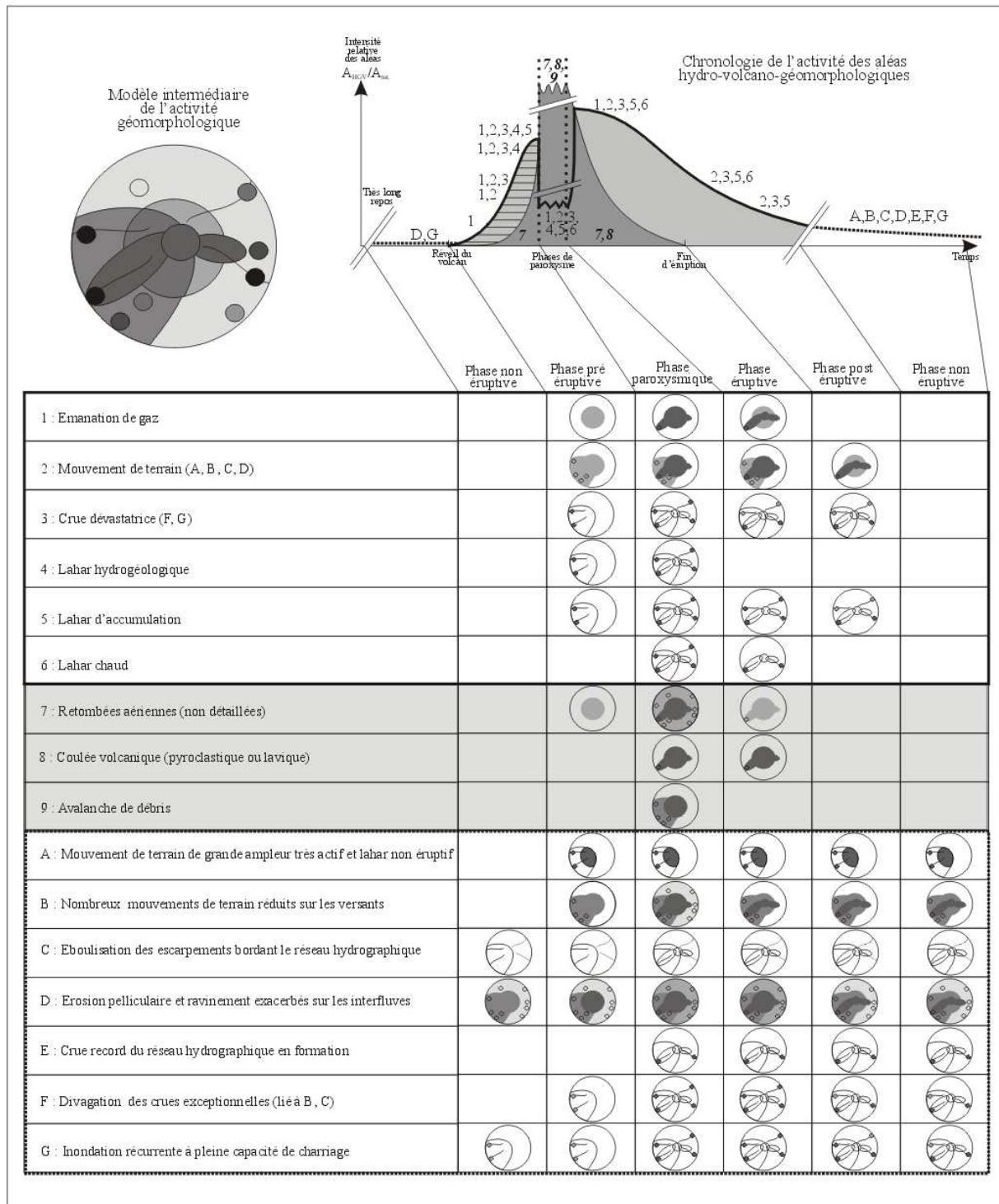
A12- 3.3. Application du modèle

En principe, le croisement de la chronologie de l'intensité des aléas hydro-volcano-géomorphologiques et de l'activité de ces derniers (figures A12-03 et A12-04) pourrait permettre de déterminer les zones concernées par les aléas, quel que soit le degré d'activité volcanique (figure A12-05). En y intégrant les enjeux (ponctuels dans notre démonstration), il paraît également possible d'obtenir la propension à l'endommagement des pôles anthropiques face à ces aléas.

Le croisement est réalisé dans un tableau (figure A12-05), dont chaque colonne représente une phase d'activité de l'édifice et chaque ligne correspond à un aléa hydro-volcano-géomorphologique. Les aléas retenus sont ceux se produisant sur la Montagne Pelée, durant comme entre les éruptions (figures 68 et 79 du volume 1).

Ce type de démarche peut trouver son intérêt dans la détermination des aléas, que nous englobons sous le terme d'hydro-volcano-géomorphologique, sur l'ensemble des édifices volcaniques actifs ou supposés éteints. Pour chacun de ces aléas, nous déterminons l'emprise spatiale du phénomène à une échelle englobante et la menace sur les pôles anthropiques. Il s'agit alors ici, d'une pré-détermination des cibles, pour ensuite descendre à une échelle plus fine et réaliser une cartographie détaillée des aléas.

Figure A12-05) Application de la modélisation spatio-temporelle des aléas hydro-volcano-géomorphologiques



Conception: LALUBIE G

Cette démarche n'a rien d'originale dans le fond. Cependant, elle pourrait éventuellement trouver un intérêt en raison de trois caractéristiques :

- elle clarifie la situation et le diagnostic pour un ensemble d'aléas généralement peu mis en avant dans ce type de condition : l'aspect volcanologique primant, même si cela devient moins manifeste.

- elle est composée de plusieurs étapes dont chacune s'adapte aux réalités et aux échelles spatio-temporelles de l'édifice concerné. Dans ce sens et à ce stade de la réflexion, c'est une méthode évolutive où l'on peut ajouter autant de compartiments ou d'aléas que l'état des connaissances nous impose ;

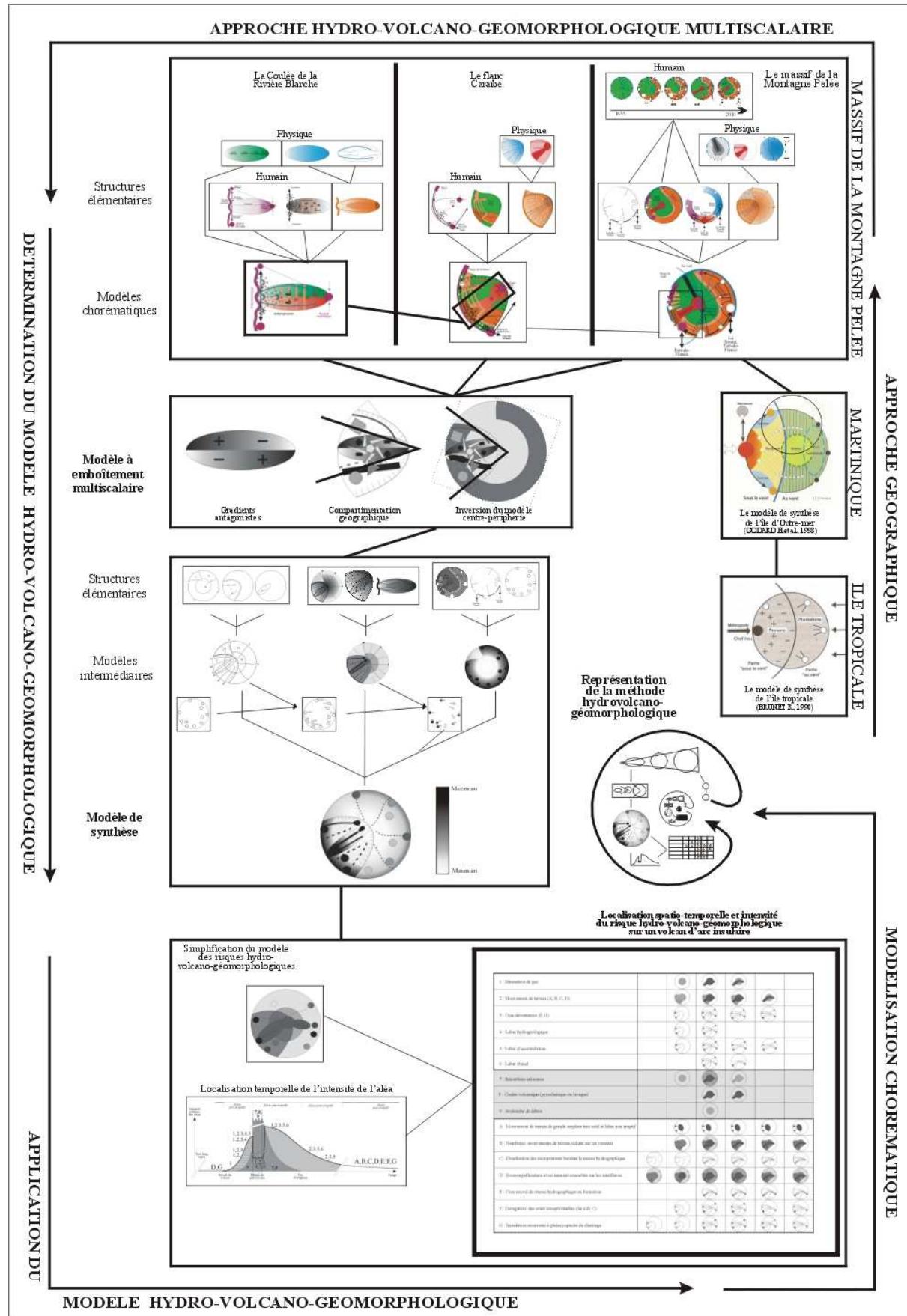
- elle reste à une échelle à la fois assez fine pour isoler une vallée ou un cours d'eau particulier mais également assez englobante pour ne pas tomber dans l'élaboration de scénarios détaillés préétablis qui ne se confirment pas toujours dans la réalité.

Cette application améliorée pourrait également parfaitement s'intégrer au sein d'un SIG servant de base de données géoréférencées des aléas hydro-volcano-géomorphologiques, mais également servant d'outils d'analyse spatiale, en modélisant différents scénarios hydro-volcano-géomorphologiques.

A12- 4. Représentation synoptique chorématique de la méthode appliquée pour la thèse

L'ensemble de la chaîne d'analyse de la modélisation spatio-temporelle des risques hydro-volcano-géomorphologiques menée a été représenté graphiquement (figure A12-06). Cette représentation graphique de la méthode donne lieu à une représentation abstraite originale, pouvant rappeler le graphisme des chorèmes, à la différence qu'elle ne possède aucune connotation spatiale et scientifique: tout au plus la succession organisationnelle des étapes, première base tout de même d'une structuration scientifique.

Figure A 12-06) Représentation graphique de la méthode appliquée



Conception: LALUBIE G

TABLE DES MATIERES DU VOLUME 1

Sommaire	3
Avant propos	4
Introduction générale: La problématique croisée de l'hydro-volcano-géomorphologie	6

PREMIERE PARTIE

LA GEOMORPHOLOGIE VOLCANIQUE ET L'HYDRO-GEOMORPHOLOGIE AU SERVICE DE LA PREVENTION DES RISQUES

Chapitre 1. Les cours d'eau volcaniques: la connaissance de l'aléa pour la gestion du risque

<u>Introduction: La naissance de l'hydro-géomorphologie volcanique</u>	15
1.1. La géomorphologie volcanique intertropicale: des actions-réactions à très fort signal	18
1.1.1. La construction et la destruction des formes volcaniques	21
1.1.2. Les formes et les reliefs volcaniques	22
1.1.2.1. Les processus aboutissant aux formes de construction originelle	22
1.1.2.2. Les formes structurales	23
1.1.2.3. Les formes de destruction en constante évolution: l'érosion	23
1.1.3. Les rythmes de la morphogénèse sur les stratovolcans en milieu intertropical	24
1.2. L'hydro-géomorphologie des cours d'eau volcaniques en milieu intertropical	26
1.2.1. Les torrents, leurs variables d'ajustement et leur profil d'équilibre	27
1.2.2. L'impact des éruptions sur le réseau hydrographique: le jeu de l'incision	30
1.2.3. Les phénomènes hydrologiques et gravitaires en relation avec la concentration en solide	33
1.3. La gestion des risques hydro-volcano-géomorphologiques	37
1.3.1. La géographie des risques et ses concepts en plein débat	37
1.3.2. La prévention du risque inondation	40
1.3.2.1. Histoire de la prévention contre les inondations en France	40
1.3.2.2. Les principes et les limites de l'hydrogéomorphologie	43
1.3.2.3. Peut-on appliquer la démarche hydrogéomorphologique à la Montagne Pelée ?	47
1.3.3. La gestion du risque volcanique	48
<u>Conclusion: L'hydro-géomorphologie volcanique est aussi et avant tout une question d'échelle</u>	49

Chapitre 2. Le massif de la Montagne Pelée ausculté mais son réseau hydrographique peu connu

<u>Introduction: La Montagne Pelée, un patrimoine scientifique mondial</u>	52
2.1. La Montagne Pelée: un stratovolcan calco-alcalin d'arc insulaire	53
2.1.1. Des formes et des structures complexes témoins d'une histoire volcanotectonique mouvementée	53
2.1.2. Les caractéristiques éruptives de la Montagne Pelée	57
2.1.3. Les éruptions historiques	60
2.2. Un système hydrologique aux composantes volcanologiques	66
2.2.1. Un réseau hydrographique fortement marqué par les formes volcaniques	68
2.2.2. Un régime hydrologique torrentiel saccadé, marqué par des crues morphogénèses	70
2.2.3. Une dynamique torrentielle vers une capacité maximale de charriage	76
2.3. La gestion des risques s'organise sur le massif de la Montagne Pelée	83
2.3.1. La gestion des risques volcaniques	85
2.3.2. Le PPR inondation de la Martinique	86
2.3.3. Une difficile cohérence de la gestion des risques	87
<u>Conclusion: Une réponse proportionnelle à la menace à renouveler constamment</u>	89

Chapitre 3. Le diagnostic de la dynamique torrentielle

<u>Introduction:</u> Une approche naturaliste avec peu de données initiales	90
3.1. Obtenir une photographie instantanée du système hydrologique	91
3.1.1. Caractérisation des bassins versants et de leur réseau hydrographique	91
3.1.2. Les mesures à l'échelle des stations ponctuelles dans les cours d'eau	93
3.1.3. Suivre l'impact de phénomènes hydrométéorologiques intenses	94
3.2. Appréhender l'évolution du système hydrologique	95
3.2.1. L'implantation du réseau hydrographique sur le massif	96
3.2.2. Confronter la situation actuelle à deux siècles d'archive	96
3.2.3. La dynamique des crues à moyen terme par le suivi morphologique.....	97
3.3. Un outil complémentaire: le Modèle Numérique de Terrain (M.N.T.)	97
<u>Conclusion:</u> De nombreuses données inédites	98

DEUXIEME PARTIE

**UN SYSTEME HYDROLOGIQUE AUX INFLUENCES
 MORPHODYNAMIQUES MULTISCALAIRES**

Chapitre 4. Le réseau hydrographique du massif: une typologie contrastée influencée par des événements à l'échelle des temps géologiques

<u>Introduction:</u> Le massif de la Montagne Pelée au sein d'un contexte géodynamique régional agité	100
4.1. Le Conil: une enclave dans le massif, antérieure à la Montagne Pelée	104
4.2. Le sommet du cône excentré suite à des effondrements de flanc colossaux	105
4.3. Une mise en place du réseau hydrographique durant toute l'histoire de l'édification du massif	110
4.3.1. Des grandes étapes morphogènes dans l'édification de la Montagne Pelée	110
4.3.2. Déterminer l'âge des cours d'eau ? Les hypothèses réductrices et les limites de la méthode	115
4.3.3. Une mise en place du réseau hydrographique non aléatoire	118
<u>Conclusion:</u> Les trois types de cours d'eau du massif de la Montagne Pelée	120

Chapitre 5. Des agents morphogènes puissants générant une variété d'aléas hydro-volcano-géomorphologiques

<u>Introduction:</u> Un charriage exacerbé propice à la divagation des cours d'eau sur leur cône de déjection	130
5.1. Les événements hydro-climatiques exceptionnels: des crises hydro-géomorphologiques majeures	131
5.1.1. Les cyclones: des conditions météorologiques extrêmes et récurrentes	132
5.1.2. Les inondations par les crues éclair	133
5.1.3. Une activité érosive débridée pendant et après le phénomène	136
5.2. Les éruptions volcaniques historiques: un ingrédient dominant la dynamique torrentielle des bassins versant concernés	138
5.2.1. L'évacuation des surplus de stocks alluviaux sous forme de charriage: un impact essentiellement sur le cône de déjection	139
5.2.2. Les modifications de tracé et la genèse du réseau hydrographique: le jeu entre les formes des nouveaux dépôts et les reliefs résiduels	144
5.2.3. La croissance du nouveau réseau hydrographique ou la renaissance du catastrophisme: le concept de la Crue Record	154
5.2.3.1. Comment s'effectue la croissance de la section des cours d'eau en formation ? Par les crues record	157
5.2.3.2. Que s'est-il passé pendant une crue record ?	162
5.2.3.3. Discussion sur le concept de crue record	163
5.3. Trois mouvements de terrain de grande ampleur à l'origine de lahars non éruptifs (laves	

torrentielles	167
5.3.1. Des mouvements de terrain complexes différents et en activité permanente	169
5.3.1.1. Le bassin versant de la Rivière de Prêcheur	170
5.3.1.2. Le bassin versant de la Rivière Claire	173
5.3.1.3. Le bassin versant de la Rivière Sèche	176
5.3.2. Quel type d'écoulement pour les lahars non éruptifs ?	178
5.3.2.1. Les lahars de la Rivière du Prêcheur	178
5.3.2.1. Les lahars de la Rivière Claire	179
5.3.2.3. Les lahars de la Ravine Saint-Martin, affluent principal de la Rivière Sèche	180
5.3.3. De petites coulées dans les autres cours d'eau du flanc Caraïbe ?	182
<u>Conclusion:</u> Des processus hydro-volcano-géomorphologiques accentuant la dynamique des transports solides et les aléas rattachés	184

Chapitre 6. Les modifications morphologiques ponctuelles sous l'action d'agents naturels et anthropiques

<u>Introduction:</u> La place des modifications ponctuelles au sein de la genèse du réseau hydrographique: les différences d'échelles spatio-temporelles	185
6.1. Les modifications du réseau hydrographique installé sur les dépôts historiques	185
6.2. Des carrières accentuant la divagation des eaux de surface	188
6.2.1. Une exploitation responsable de modifications morphologiques irréversibles accentuant le risque de divagation	188
6.2.2. Une exploitation accentuant le charriage des écoulements de crue	191
6.2.3. Une charte de qualité oubliant les risques liés aux ruissellements	193
6.3. L'urbanisation des flancs du volcan	194
6.3.1. La libre circulation des flots entravée dans les zones habitées	194
6.3.2. Le couple agriculture-lotissement et l'apparition de situations potentiellement catastrophiques	196
6.3.3. Le franchissement de la route côtière: un facteur aggravant la divagation	200
<u>Conclusion:</u> Maintenir la capacité de transfert des cours d'eau: l'outil, S.E.Q. Physique	203

TROISIEME PARTIE

**LES ENSEIGNEMENTS DE L'HYDRO-GEOMORPHOLOGIE VOLCANIQUE
 DANS LA GESTION DES RISQUES NATURELS ET DU TERRITOIRE**

Chapitre 7. L'étude du système hydrologique au service de la gestion du risque volcanique en phase pré-éruptive

<u>Introduction:</u> Les phases pré-éruptives: "Le réveil du volcan"	205
7.1. Des modifications morphologiques, aux crues (coulées) dévastatrices	206
7.2. Révision de la menace laharique pendant les éruptions	209
7.3. L'hydrothermalisme au service de la surveillance du volcan	214
7.3.1. Une nouvelle carte des sources chaudes améliorant la connaissance du volcan.	216
7.3.2. L'amélioration de la surveillance géochimique du volcan	220
7.3.3. La prévision des lahars d'origine hydrogéologique pendant les éruptions	222
<u>Conclusion:</u> L'amélioration de la gestion des risques volcaniques et une meilleure prévision des phénomènes en phase pré-éruptive	223

Chapitre 8. Les risques inhérents aux cours d'eau des volcans explosifs d'arc hors crise éruptive

<u>Introduction:</u> La variabilité de l'intensité de l'aléa et de l'endommagement	226
8.1. Les risques liés aux crues torrentielles	228
8.2. Les risques accrus sur le flanc Caraïbe	230
8.2.1. L'évaluation de l'ampleur du risque lors des débordements	231
8.2.2. L'évaluation de l'ampleur du risque de lahars dans la Rivière du Prêcheur	234
8.2.3. Des exemples édifiants particulièrement menacés et une route entièrement soumise aux risques hydrologiques	237
8.3. Les risques à l'intérieur de la Coulée de la Rivière Blanche	239
8.3.1. Les lahars non éruptifs: un risque majeur peu connu	240
8.3.2. La crue record: un risque difficilement prévisible à anticiper	243
8.3.2.1. Les risques liés à la crue record de la Coulée de la Rivière Blanche ...	243
8.3.2.2. Les caractéristiques morphologiques communes du réseau hydrographique en formation	245
8.3.2.3. Une méthode préventive avant la réoccupation des dépôts volcaniques	246
8.3.3. Une activité géomorphologique permanente	250
<u>Conclusion:</u> Les risques torrentiels accrus en contexte volcanique	251

Chapitre 9. Evolution des risques inhérents aux cours d'eau du flanc Caraïbe et de leur prévention depuis cinquante ans

<u>Introduction:</u> Un gradient d'anthropisation robuste malgré les bouleversements humains et physiques	255
9.1. Une occupation de l'espace sans tenir compte des risques dits naturels	256
9.2. Des marges de manœuvres limitées face à la pression foncière	260
9.2.1. La flambée des prix du marché immobilier	260
9.2.2. Les autres facteurs sociétaux secondaires	261
9.2.3. Croisement de l'aléa et des contraintes foncières	261
9.3. Quels aménagements dans la Coulée de la Rivière Blanche	262
<u>Conclusion:</u> Une prévention élémentaire à la hauteur de la menace	263

Conclusion générale: L'hydro-géomorphologie volcanique: une approche	265
---	------------

Bibliographie	272
Table des matières	310
Liste des figures	314
Liste des tableaux	316
Liste des planches photographiques	316
Liste des appendices	317

Liste des figures

Figure 01) Localisation de la zone d'étude.....	7
Figure 02) Le tétraèdre de l'hydro-géomorphologie volcanique.....	12
Figure 03) La dynamique d'un volcan insulaire en milieu intertropical.....	21
Figure 04) Relation entre la concentration des écoulements et du mode de transport	27
Figure 05) Rapport adimensionnel entre la fourniture de matériaux et l'érosion.....	32
Figure 06) Les lahars et leurs dépôts.....	35
Figure 07) Les différences morphologiques après le passage d'une crue ou d'un lahar.....	36
Figure 08) Les compartiments d'une vallée d'un point de vue hydrogéomorphologique.....	44
Figure 09) Carte géomorphologique du massif de la Montagne Pelée.....	54
Figure 10) Coupes stratigraphiques de la Montagne Pelée: établissement d'une coupe type....	56
Figure 11) Coupes schématiques du volcan à différentes phases d'évolution.....	57
Figure 12) Les cycles d'activité de l'édifice récent de la Montagne Pelée.....	59
Figure 13) L'amplification des signes précurseurs du paroxysme du 8 mai 1902.....	62
Figure 14) Les zones dévastées par les paroxysmes du 8 mai 1902 et 30 août 1902.....	63
Figure 15) Les modifications morphologiques du cratère.....	65
Figure 16) Les profils transversaux de la vallée de la Rivière Falaise.....	69
Figure 17) Agencement type des flancs de la Montagne Pelée.....	70
Figure 18) Les précipitations reçues par le massif de la Montagne Pelée.....	73
Figure 19) La capacité d'infiltration des sols en altitude.....	72
Figure 20) Les faciès d'écoulement et de leur substrat dominant	76
Figure 21) Profils transversaux types de la Rivière Roxelane en fonction de l'altitude.....	77
Figure 22) Profil transversal de la Rivière de Macouba.....	78
Figure 23) Courbe granulométrique de la Rivière de Macouba.....	78
Figure 24) Evolution du profil transversal de la Rivière du Prêcheur après un lahar.....	82
Figure 25) Le zonage réglementaire du PPR volcanique de la Martinique.....	86
Figure 26) Le zonage réglementaire du PPR inondation de la Martinique.....	87
Figure 27) La Martinique: un territoire morcelé par un ensemble de contraintes.....	88
Figure 28) Les cours d'eau étudiés et les stations de mesures.....	92
Figure 29) Les cours d'eau visités.....	95
Figure 30) Délimitation de la Plaque Caraïbe.....	101
Figure 31) Les volcans actifs de l'arc des Petites Antilles.....	102
Figure 32) Exemple d'un compartiment géologique achevé: Morne Jacob - Pitons du Carbet....	104
Figure 33) La formation du Conil précédant celle de la Montagne Pelée.....	104
Figure 34) Les caldeiras d'avalanche et leur impact sur le réseau hydrographique.....	107
Figure 35) Représentation de l'effondrement de flanc D2.....	106
Figure 36) Bloc diagramme du massif de la Montagne Pelée.....	110
Figure 37) La carte géologique simplifiée du massif de la Montagne Pelée.....	112
Figure 38) Le type de dépôts et la topographie.....	115
Figure 39) Cas théoriques de l'activité érosive par les cours d'eau sur les dépôts.....	117
Figure 40) Sectorisation des trois types de cours d'eau du massif de la Montagne Pelée.....	121
Figure 41) Profil transversal synoptique des trois types des cours d'eau du massif	123
Figure 42) Probabilité de phénomènes cycloniques à la Martinique.....	133
Figure 43) Les cours d'eau affectés par les lahars de mai à octobre 1902.....	141
Figure 44) Coupe nord-est / sud-ouest de la caldeira de l'Etang Sec en 1902-1903.....	144
Figure 45) Le réseau hydrographique de la vallée de la Rivière Blanche avant 1902.....	145
Figure 46) Les modifications du réseau hydrographique par les éruptions historiques.....	146
Figure 47) L'ordre d'apparition des cours d'eau dans la Coulée de la Rivière Blanche.....	149
Figure 48) Rôle de la topographie du relief encaissant sur l'emplacement du réseau hydrographique naissant.....	148
Figure 49) Les profils longitudinaux des cours d'eau de la coulée de la Rivière Blanche.....	152
Figure 50) Profils transversaux des cours d'eau de la coulée de la Rivière Blanche.....	153
Figure 51) Recul des bras principaux des cours d'eau de la Coulée de la Rivière Blanche.....	155
Figure 52) L'évolution probable des escarpements et du réseau hydrographique sur le dôme de 1929.....	156
Figure 53) Suivi de la largeur de la Ravine Nouvelle depuis 1951, à sa confluence avec la Rivière Claire.....	158
Figure 54) Le bassin versant de la Rivière du Prêcheur et l'extension de aléa lahar non éruptif	170

Figure 55) L'aléa lahar non éruptif des bassins versants de la Rivière Claire et de la Rivière Sèche.....	175
Figure 56) Progression du réseau hydrographique de 1951 à 2004 sur les dépôts de l'éruption de 1929.....	186
Figure 57) Captures et modification de tracé du nouveau réseau hydrographique	187
Figure 58) Les bassins versants de la Coulée de la Rivière Blanche entre 1951 et 2004.....	190
Figure 59) Les enjeux dans le massif de la Montagne Pelée.....	195
Figure 60) Les lotissements Périnelle et Fond Corré soumis à un risque élevé.....	198
Figure 61) La qualité physique du réseau hydrographique.....	202
Figure 62) Un réseau routier marqué par les franchissements d'une multitude de cours d'eau....	208
Figure 63) Les cours d'eau probablement atteints par les lahars en phase pré-éruptive	213
Figure 64) La lame d'eau annuelle infiltrée sur le massif de la Montagne Pelée.....	215
Figure 65) Etat des connaissances des sites hydrothermaux existants ou suspectés.....	217
Figure 66) Gradient thermo-altimétrique des sources de la Montagne Pelée.....	218
Figure 67) Proposition de model conceptuel de la circulation hydrothermale au sein du volcan.	219
Figure 68) Les aléas hydro-volcano-géomorphologiques sur un volcan actif.....	224
Figure 69) Les zones inondables du Plan de Prévention des Risques pour la Montagne Pelée.	229
Figure 70) Comparaison du zonage du PPR inondation et celui réalisé dans cette étude.....	232
Figure 71) Les menaces d'endommagement pesant sur le bâti du flanc Caraïbe.....	233
Figure 72) Les menaces de destruction pesant sur le bâti et le réseau routier suite à la divagation	235
Figure 73) Situation des zones à risque élevé où une intervention s'avère nécessaire.....	238
Figure 74) Les menaces de destruction par les lahars non éruptifs.....	242
Figure 75) Les menaces de destruction par les crues record.....	244
Figure 76) La section d'écoulement en fonction de la superficie drainée	245
Figure 77) Abaque théorique de la section du lit d'un cours d'eau en formation.....	247
Figure 78) Illustration de la prévention avec la notion de crue record.....	249
Figure 79) Les aléas hydro-volcano-géomorphologiques non éruptifs.....	252
Figure 80) Des dispositifs de protection contre les aléas hydro-volcano-géomorphologiques....	254
Figure 81) Evolution du bâti menacé par le réseau hydrographique sur le flanc Caraïbe	257
Figure 82) L'occupation de l'espace dans la Coulée de la Rivière Blanche.....	259
Figure 83) Modèle conceptuel du risque hydro-volcano-géomorphologique sur un volcan.....	267
Figure 84) Organigramme de la méthode employée pour appréhender les risques hydro-volcano-géomorphologiques.....	269
Figure 85) Représentation abstraite du tétraèdre interfacique du système hydro-volcano-géomorphologique.....	271

Liste des tableaux

Tableau 01) L'occupation du sol des bassins versants.....	71
Tableau 02) Dénomination des précipitations pour caractériser leur impact	72
Tableau 03) Les grandes étapes morphogènes dans l'édification du massif	111
Tableau 04) Chronologie de l'apparition des cours d'eau du massif de la Montagne Pelée.....	119
Tableau 05) Classification des cyclones selon leur intensité.....	132
Tableau 06) Intensité, fréquence et extension des différents types d'inondation sur le massif....	135
Tableau 07) Estimation ou modélisation des caractéristiques de la crue de Cindy.....	137
Tableau 08) Synthèse du recul par érosion régressive (en mètre) des cours d'eau principaux...	155
Tableau 09) Distance (en mètre) séparant les sommets des escarpements bordant la Ravine Nouvelle.....	160
Tableau 10) Les crues remarquables et exceptionnelles de 1951 à 1993, concernant le flanc Caraïbe.....	161
Tableau 11) Surface des bassins versants de la Coulée de la Rivière Blanche.....	189
Tableau 12) Les différentes cartes de l'aléa lahar en fonction du type d'éruption	210
Tableau 13) Le coefficient énergétique des bassins de réception sommitaux de la Montagne Pelée.....	211
Tableau 14) Evolution diachronique du bâti sur le flanc Caraïbe.....	256

Liste des planches photographiques

Planche photographique 01) Un bloc plurimétrique dans la Rivière du Prêcheur.....	79
Planche photographique 02) Des apports de matériaux à différentes échelles.....	80
Planche photographique 03) Les bassins versants du flanc Caraïbe.....	122
Planche photographique 04) Les bassins versants du Conil.....	126
Planche photographique 05) Les bassins versants du flanc Atlantique.....	128
Planche photographique 06) Les destructions du bourg de Basse-Pointe par les lahars de 1902.....	142
Planche photographique 07) La Ravine Nouvelle.....	158
Planche photographique 08) Les trois mouvements de terrain responsables des lahars.....	168
Planche photographique 09) L'instabilité superficielle du dôme 1929 à l'origine des lahars de la Rivière Chaude.....	174
Planche photographique 10) L'instabilité de la Ravine Saint-Martin.....	176
Planche photographique 11) Des logements en lieu et place du lit de la Ravine Périnelle.....	199

TABLE DES MATIERES DU VOLUME 2

APPENDICE 1

Les caractéristiques volcanologiques et volcano-tectoniques de la Montagne Pelée

A1- 1. Les formes rencontrées sur les volcans.....	4
A1- 1.1. Les formes de construction originelle.....	4
A1- 1.2. Les formes structurales.....	4
A1- 1.3. Les formes de destruction.....	4
A1- 2. Les dynamismes éruptifs rencontrés sur la Montagne Pelée et leurs dépôts.....	6
A1- 2.1. Les dépôts issus d'un dynamisme éruptif effusif.....	6
A1- 2.2. Les dépôts pyroclastiques résultat d'un caractère explosif.....	6
A1- 2.3. Les remaniements ultérieurs.....	9
A1- 3. Le modèle magmatique de la Montagne Pelée	9
A1- 3.1. Magmatologie de la Montagne Pelée.....	9
A1- 3.2. La chambre magmatique et le déclenchement des éruptions.....	11
A1- 4. L'activité sismique sur le massif de la Montagne Pelée	12
A1- 4.1. La sismicité régionale de subduction.....	12
A1- 4.2. Les séismes d'origine volcanique.....	13
Figure A1-01. Les dynamismes éruptifs rencontrés sur le massif de la Montagne Pelée.....	9
Figure A1-02. Teneur en SiO ₂ des laves de la Montagne Pelée.....	10
Figure A1-03. La chambre magmatique et le magmatisme de la Montagne Pelée	11
Figure A1-04. Le plan de BENIOFF sous les Petites Antilles.....	13

APPENDICE 2

Les caractéristiques hydro-géomorphologiques du massif de la Montagne Pelée

A2- 1. Les indices de l'hydro-géomorphologie quantitative.....	15
A2- 1.1. Des bassins versants allongés et des cours d'eau rectilignes.....	22
A2- 1.2. Un relief particulièrement prononcé.....	23
A2- 1.3. Des versants disséqués	29
A2- 1.4. Le temps de concentration.....	29
A2- 2. Les caractéristiques hydro-géomorphologiques plus qualitatives.....	30
A2- 2.1. Le profil en travers des vallées selon deux grands types.....	30
A2- 2.2. La nature lithologique et les apports de matériaux aux cours d'eau	34
A2- 2.2.1. Les très nombreuses éboulisations des escarpements bordant les cours d'eau.....	34
A2- 2.2.2. Les autres phénomènes de mouvements de terrain plus ponctuels....	36
A2- 2.2.3. L'érosion de sols par ravinement.....	37
A2- 2.2.4. Peut-on quantifier les apports?.....	39
A2- 2.4. Description morphologique des cours d'eau.....	43
A2- 2.5. La granulométrie du lit mineur des cours d'eau.....	49
A2- 2.6. Le transport solide en régime normal.....	54
A2- 3. Les caractéristiques hydrologiques du massif de la Montagne.....	60

A2- 3.1. Les caractéristiques pluviométriques.....	60
A2- 3.1.1. La pluviométrie mensuelle.....	60
A2- 3.1.2. La pluviométrie journalière.....	62
A2- 3.1.3. Les averses.....	62
A2- 3.1.3.1. Les averses utiles ou transparentes.....	62
A2- 3.1.3.2. Les modèles de GUISCAFRE J. et al. (1976).....	62
A2- 3.1.3.3. Le modèle de MEUNIER M. (1999).....	63
A2- 3.1.3.4. Comparaison des formules.....	63
A2- 3.2. Le débit de base	64
A2- 3.3. Les débits d'étiage.....	64
A2- 3.4. Les crues	65
A2- 3.4.1. Les montées en crue.....	65
A2- 3.4.2. Les débits de pointes.....	66
A2- 3.4.3. L'hydrogramme de crue et les volumes de crue.....	67
A2- 3.4.3.1. La méthode rationnelle.....	68
A2- 3.4.3.2. Le modèle de GUISCRAFE J. et al (1976).....	68
A2- 3.4.3.3. Les modèles de MEUNIER M. (1999).....	69
A2- 3.4.3.3.1. Le modèle QdF Martinique.....	69
A2- 3.4.3.3.2. Le modèle déterministe.....	70
A2- 3.4.3.4. Le modèle de GRAFF B. (2004).....	72
A2- 3.4.3.5. La méthode SHYPRE de ARNAUD P. (2006).....	73
A2- 3.4.3.6. Les débits de pointes et volumes de crue calculés.....	73
A2- 3.5. Le coefficient de ruissellement.....	74
A2- 3.5.1. L'évapotranspiration potentielle (ETP).....	74
A2- 3.5.2. L'infiltrabilité des sols	75
A2- 3.5.2.1. Les données existantes.....	75
A2- 3.5.2.2. Les tests de la méthode de ROOSE E. et al. (1997)	75
A2- 3.5.2.3. Le choix des stations.....	77
A2- 3.5.2.4. Les résultats.....	77
A2- 3.5.3. Deux coefficients de ruissellement.....	80
 Figure A2-01. Sectorisation des vingt-huit cours d'eau du massif de la Montagne Pelée.....	15
Figure A2-02. Caractéristiques des tronçons homogènes des cours d'eau du flanc Caraïbe.....	18
Figure A2-03. Les diagrammes hypsométriques des bassins versants étudiés.....	25
Figure A2-04. Le profil longitudinal des cours d'eau.....	28
Figure A2-05. Profil de vallée des cours d'eau du massif de la Montagne Pelée.....	31
Figure A2-06. Les sols et localisations des stations de mesures d'infiltrabilité.....	38
Figure A2-07. Structure des sols rencontrés autour du massif de la Montagne Pelée.....	39
Figure A2-08. Les profils transversaux aux stations de mesures des cours d'eau	47
Figure A2-09. Les courbes granulométriques aux stations des cours d'eau.....	50
Figure A2-10. Relation entre le diamètre moyen du substrat et l'altitude.....	53
Figure A2-11. Échantillonneur confectionné pour collecter le charriage en régime normal.....	55
Figure A2-12. Abaque permettant de déterminer les variables a, b et Tm.....	66
Figure A2-13. Abaque permettant de déterminer le débit maximum de crue.....	67
Figure A2-14. L'évapotranspiration annuelle moyenne et bilan hydrique du sol.....	74
Figure A2-15. Principe des tests d'infiltrabilité des sols selon la méthode de ROOSE E.	75
Figure A2-16. Résultats des tests d'infiltration des sols, (ROOSE E. et al. 1997).....	78
Figure A2-17. Le coefficient d'écoulement de certains bassins versants	82

Tableau A2-01. Les caractéristiques physiques des bassins versants.....	16
Tableau A2-02. Les caractéristiques hydro-géomorphologiques des bassins versants	17
Tableau A2-03. Les caractéristiques hydro-géomorphologiques des cours d'eau.....	18
Tableau A2-04. Synthèse de la nature géologique des bassins versants étudiés.....	41
Tableau A2-05. Relation théorique entre les formations géologiques et la fourniture de matériaux.....	40
Tableau A2-06. Propension des versants à fournir des matériaux aux cours d'eau.....	42
Tableau A2-07. Indice de production de matériaux par bassins versants.....	43
Tableau A2-08. Granulométrie caractéristique du lit mineur aux stations.....	50
Tableau A2-09. Premiers résultats de l'expérimentation de l'échantillonneur de sables et ponces charriés en régime normal.....	56
Tableau A2-10. Les transports solides aux stations en régime normal	57
Tableau A2-11. Les flux annuels de masses solides transportées en régime normal	58
Tableau A2-12. Répartition saisonnière des hauteurs de précipitations, en %, sur la Montagne Pelée.....	60
Tableau A2-13. Les débits mesurés en novembre 2000 et avril 2001.....	61
Tableau A2-14. Volume précipité (en mm) en fonction de la formule utilisée.....	62
Tableau A2-15. Les temps de montée en crue calculés en fonction de la superficie du bassin versant.....	66
Tableau A2-16. Les vitesses d'infiltration des sols de la Pelée.....	75
Tableau A2-17. Localisation des stations pour les tests d'infiltration au monocylindre de ROOSE E.	77
Tableau A2-18. La porosité de différents sols autour du massif de la Montagne Pelée.....	77
Tableau A2-19. Les vitesses d'infiltration des sols étudiés, selon la méthode de ROOSE E. ...	79
Tableau A2-20. Comparaison des coefficients de ruissellement selon les différentes méthodes.	81
 Planche photographique A2-01. L'érosion des parois encaissant la Rivière Roxelane	35
Planche photographique A2-02. Le commencement de cours d'eau	45

APPENDICE 3

Le bassin versant de recherche et d'expérimentation de la Rivière Roxelane

A3- 1. Le choix de la station suivie.....	83
A3- 2. Présentation de la station.....	83
A3- 2.1. La station limnimétrique du Conseil Général.....	85
A3- 2.2. Les aménagements effectués.....	86
A3- 2.3. Les caractéristiques de la station expérimentale.....	86
A3- 2.4. Particularités des profils suivis.....	86
A3- 3. Présentation des travaux et de leurs résultats.....	90
A3- 3.1. Les essais sur roches marquées durant les crues d'octobre 2001.....	90
A3- 3.1.1. Présentation du mode opératoire.....	90
A3- 3.1.2. Les crues du 7 et du 12 octobre 2001.....	92
A3- 3.1.3. Les déplacements de matériaux.....	94
A3- 3.2. Le suivi des profils du lit au cours du temps.....	97
A3- 3.3. La détermination des surfaces instables sur le bassin versant.....	111
A3- 3.3.1. La descente du cours principal.....	111
A3- 3.3.2. L'étude diachronique des photographies aériennes.....	114

A3- 3.4. Une autre expérience sur le charriage des pences en régime normal.....	116
A3- 4. Simulation d'un évènement météorologique remarquable.....	118
A3- 4.1. Les hydrogrammes de crue.....	118
A3- 4.2. Le seuil du début d'entraînement	120
A3- 4.3. Les formules globales simplifiées exprimant le transport solide.....	121
A3- 4.4. Les bilans volumétriques.....	123
A3- 4.5. Comparaison des différentes formules.....	123
 Figure A3-01. Localisation de la station expérimentale Trois Ponts sur la Rivière Roxelane.....	83
Figure A3-02. Plan de la station d'expérimentation Trois Ponts sur la Rivière Roxelane le 05/07/2006.....	85
Figure A3-03. Profil en long de la station Trois Ponts le 05/07/2006	86
Figure A3-04. Dispositif de roches marquées à la station expérimentale Trois Ponts	92
Figure A3-05. Hydrologie des crues du 7 et du 12 octobre 2001 à la station Trois Ponts.....	93
Figure A3-06. Représentation graphique des déplacements des roches marquées pendant deux crues	95
Figure A3-07. Comparaison des profils en travers de la station Trois Ponts, entre 2000 et 2007	99
Figure A3-08 à A3-15. Evolution des profils en travers 1 à 9 de la station Trois Ponts sur la Roxelane.....	100
Figure A3-16. Evolution du profil en long de la station Trois Ponts sur la Roxelane.....	108
Figure A3-17. La descente de la Rivière Roxelane jusqu'à la station Trois Ponts.....	112
Figure A3-18. Carte géomorphologique du bassin versant de la Rivière Roxelane	115
Figure A3-19. Comparaison des hydrogrammes de crue, calculés avec les différents modèles.	119
 Tableau A3-01. Résultats brutes des déplacements des roches marquées.....	96
Tableau A3-02. Evolution des profils transversaux pour chaque campagne de mesure	98
Tableau A3-03. Proportion des faciès pool et rapide dans le profil en long au cours du temps...	110
Tableau A3-04. Pourcentage de surface instable sur les escarpements bordant le cours descendu	113
Tableau A3-05. Surfaces instables sur le bassin versant avec une interprétation cartographique	114
Tableau A3-06. Surface instable sur le bassin versant sans interprétation cartographique.....	114
Tableau A3-07. Surface et pourcentage des différents compartiments géomorphologiques	116
Tableau A3-08. Résultats de l'expérimentation du charriage en régime normal par caméra	118
Tableau A3-09. Comparaison des valeurs de crue caractéristiques calculées avec les modèles proposés	120
Tableau A3- 10. Comparaison des volumes de matériaux transités, suivant les formules utilisées	123
 Planche photographique A3-01. Présentation de la station Trois Ponts sur la Rivière Roxelane.	87
Planche photographique A3-02. Les profils en travers suivis à la station Trois Ponts	88
Planche photographique A3-03. Les profils en travers suivis sur la Rivière Roxelane	89
Planche photographique A3-04. Dispositif de roches marquées pour le charriage pendant les crues	91
Planche photographique A3-05. Dispositif de comptabilisation par caméra du charriage quotidien	117

APPENDICE 4

Essais de reconstitution de l'ordre d'apparition des paléo-vallées et des cours d'eau

A4- 1. Le réseau avant l'édification de l'édifice ancien de la Pelée, vers 400 000 ans B.P.	125
A4- 2. Le réseau de l'édifice ancien, avant 40 000 ans B.P.	125
A4- 3. Le premier effondrement de flanc : D1	131
A4- 4. Le réseau hydrographique au cours de l'édifice intermédiaire	132
A4- 5. Le second effondrement de flanc : D2	133
A4- 6. Le réseau hydrographique de l'édifice récent	136
A4- 6.1. Le réseau hydrographique à la fin de la dernière période de repos	136
A4- 6.2. Le dernier effondrement de flanc : D3	138
A4- 6.3. Le réseau hydrographique pendant l'édifice récent	138
A4- 6.3.1. Le réseau hydrographique vers 4 100 ans B.P.	138
A4- 6.3.2. Le réseau hydrographique vers 1 700 ans B.P.	140
A4- 6.3.3. Le réseau hydrographique au début du XX ^{ème} siècle	140
A4- 7. Discussion	144
 Figure A4-01. Le réseau hydrographique avant l'édification de la Montagne Pelée	126
Figure A4-02. Localisation des paléo-vallées du massif ancien de la Montagne Pelée	128
Figure A4-03. Le réseau hydrographique avant l'édification de l'édifice intermédiaire	129
Figure A4-04. Paléo-vallées reconnues par des sondages géophysiques	130
Figure A4-05. Localisation des paléo-vallées de l'édifice intermédiaire	132
Figure A4-06. Le réseau hydrographique au cours de l'édification de l'édifice intermédiaire ...	134
Figure A4-07. Les paléo-vallées empruntées par les premières éruptions de l'édifice récent	135
Figure A4-08. Le réseau hydrographique au début de l'édification de l'édifice récent	137
Figure A4-09. Les paléo-vallées empruntées par les éruptions de la période de 4 100 à 1 700 ans B.P.	139
Figure A4-10. Le réseau hydrographique aux alentours de 4 100 B.P.	141
Figure A4-11. Les paléo-vallées empruntées par les éruptions de la période de 1 700 à 320 ans B.P.	142
Figure A4-12. Changement de cours de la Rivière du Prêcheur	142
Figure A4-13. Le réseau hydrographique aux alentours de 2 000 B.P.	143
Figure A4-14. Coupe géologique le long de la côte caraïbe de Saint-Pierre au Prêcheur	145
 Tableau A4-01. Comparaison de l'apparition des paléo-vallées du flanc Caraïbe avec la coupe géologique proposée par WESTERCAMP D. (1987)	146

APPENDICE 5

Les modifications du tracé par les éruptions et la genèse du réseau hydrographique

A5- 1. Modifications du réseau hydrographique par les éruptions historiques	148
A5- 1.1. La Coulée de la Rivière Blanche	148
A5- 1.1.1. Le réseau hydrographique avant 1902	148
A5- 1.1.2. Les modifications apportées par l'éruption de 1902-1905	148
A5- 1.1.3. Conséquence de l'éruption de 1929-1932	150
A5- 1.1.4. Soixante-dix ans plus tard	151
A5- 1.2. Les modifications au voisinage de la Coulée de la Rivière Blanche	151
A5- 1.3. Les modifications sur le reste du massif	154
A5- 1.3.1. La Grande Rivière	154
A5- 1.3.2. La Rivière du Prêcheur	154
A5- 1.3.3. La Rivière Pointe Lamare	157
A5- 1.4. Les modifications de faibles impacts cartographiques	159
A5- 1.5. Les modifications des embouchures et du trait des côtes	160
A5- 1.6. Les lacs	160
A5- 1.6.1. Le paléo-lac de la cuvette Champflore	160
A5- 1.6.2. Le lac de l'éruption de 1851	162
A5- 1.6.3. Les deux lacs sommitaux d'avant l'éruption de 1902	162
A5- 1.6.4. Les retenues formées au cours de l'éruption de 1929	162
A5- 2. La genèse du réseau hydrographique	164
A5- 2.1. Formation du réseau hydrographique après l'éruption de 1929	164
A5- 2.1.1. Quand la formation du réseau a-t-elle débuté?	164
A5- 2.1.2. Dans quel ordre le réseau s'est-il formé?	165
A5- 2.1.3. Mode de mise en place du tracé du nouveau tracé	166
A5- 2.1.3.1. Les deux grands cours d'eau	166
A5- 2.1.3.2. Les petits cours d'eau	168
A5- 2.1.3.3. Les petites rivières aval	168
A5- 2.1.3.4. Le chevelu	168
A5- 2.2. Etude diachronique de la formation du réseau depuis 1951	169
A5- 2.2.1. La formation du réseau à l'intérieur des grandes instabilités de versant	169
A5- 2.2.1.1. Le réseau de l'instabilité sommitale de la Rivière Chaude	169
A5- 2.2.1.2. Le réseau de l'instabilité sommitale de la Ravine Saint-Martin	170
A5- 2.2.1.3. Conclusion	171
A5- 2.2.2. L'évolution du réseau dans la Coulée de la Rivière Blanche	172
A5- 2.2.2.1. La Rivière Claire	172
A5- 2.2.2.2. La Ravine Saint-Martin	174
A5- 2.2.2.3. La Ravine Petite Martine	174
A5- 2.2.2.4. La Ravine Coudée	176
A5- 2.2.2.5. La Ravine Falaise Rouge	176
A5- 2.2.2.6. La Ravine Rivière Blanche	177
A5- 2.2.3. Etude de cas	179
A5- 2.2.3.1. Etude de la Ravine Nouvelle	179
A5- 2.2.3.2. Etude de la Ravine Saint-Martin	179
A5- 2.2.3.3. L'évolution du dernier méandre aval de la Rivière Claire	181
A5- 2.2.4. Discussion sur l'outil	182
A5- 2.3. Caractéristiques morphodynamiques des nouveaux cours d'eau.....	182

Figure A5-01. Modification du réseau hydrographique par les éruptions historiques	149
Figure A5-02. Estimation de la dynamique de l'érosion régressive sur les dépôts volcaniques de 1929	152
Figure A5-03. Comparaison des tracés des cours d'eau voisins de la coulée de la Rivière Blanche.....	153
Figure A5-04. Modification de l'embouchure de la Grande Rivière	155
Figure A5-05. Modification de l'embouchure de la Rivière du Prêcheur	156
Figure A5-06. Modification de l'embouchure de la Rivière Pointe Lamare	158
Figure A5-07. Comblement de la coulée de la Rivière Blanche par les nuées ardentes de 1929-1930	159
Figure A5-08. Les lacs présents au cours du XXe siècle	161
Figure A5-09. Les lacs formés au cours de l'éruption de 1929	163
Figure A5-10. L'intérieur du grand mouvement de terrain de la Rivière Chaude	169
Figure A5-11. L'intérieur du grand mouvement de terrain de la Ravine Saint-Martin	171
Figure A5-12. Formation du réseau hydrographique de la Rivière Claire depuis 1951	173
Figure A5-13. Formation du réseau hydrographique de la Ravine Saint-Martin depuis 1951	175
Figure A5-14. Formation du réseau hydrographique de la Ravine Coudée depuis 1951	176
Figure A5-15. Formation du réseau hydrographique de la Ravine Falaise Rouge depuis 1951 ..	177
Figure A5-16. Formation du réseau hydrographique de la Ravine Rivière Blanche depuis 1951	178
Figure A5-17. Modification du tracé de la Ravine Saint-Martin avant sa confluence	180
Figure A5-18. Contexte géomorphologique des derniers hectomètres de la Ravine Saint-Martin	181
Figure A5-19. Modification de tracé du dernier méandre de la Rivière Claire depuis 1951.....	182
Tableau A5-01. Evolution de la superficie des deux sous-bassins versants de la Rivière Chaude	170
Tableau A5-02. Recul par érosion régressive des cours d'eau au sein du dôme	171
Tableau A5-03. Caractéristiques morphologiques des nouveaux cours d'eau de la Coulée Blanche	183
Planche photographique A5-01. La Rivière Claire en voie de formation après l'éruption de 1929.....	167

APPENDICE 6

Description des lahars pendant les éruptions historiques de la Montagne Pelée

A6- 1. Les éruptions phréatiques de 1792 et 1851	185
A6- 2. L'éruption de 1902-1905	186
A6- 2.1. La Rivière Blanche	186
A6- 2.1.1. Des lahars dès le 23 avril 1902	186
A6- 2.1.2. Le lahar historique du 5 mai 1902	187
A6- 2.1.3. Les lahars ultérieurs plus modestes, entre le 5 et le 8 mai 1902.....	188
A6- 2.1.4. Les lahars suivant le 8 mai 1902	190
A6- 2.2. Les autres cours d'eau touchés	190
A6- 3. L'éruption de 1929-1932.....	194

Figure A6-01. L'activité laharique dans la Rivière Blanche avant le paroxysme du 8 mai 1902.	186
Figure A6-02. Dépôts des lahars consécutifs à la vidange du lac de cratère le 5 mai 1902	188
Figure A6-03. Les cours d'eau affectés par les lahars avant le paroxysme du 8 mai 1902	191
Figure A6-04. Les cours d'eau affectés par les lahars selon STIELTJES L. et al. (1978)	194
Figure A6-05. Les cours d'eau affectés par les lahars de l'éruption de 1929	195
Figure A6-06. La croissance du dôme de 1929.....	196

Planche photographique A6-01. Le comblement de la vallée de la Rivière Blanche par les lahars	189
Planche photographique A6-02. Les destructions du bourg du Prêcheur par les lahars de 1902.	192
Planche photographique A6-03. Des exemples de cours d'eau affectés par les lahars de 1902.	193

APPENDICE 7

Les lahars non éruptifs contemporains de la Montagne Pelée

A7- 1. La Rivière du Prêcheur	197
A7- 1.1. Description du cours d'eau	197
A7- 1.2. Historique des lahars de la Rivière du Prêcheur	200
A7- 1.3. Le mouvement de terrain	202
A7- 1.3.1. Description de l'éboulement	202
A7- 1.3.2. Etude diachronique des photographies aériennes.....	204
A7- 1.3.3. Quantification des volumes mis en jeu	205
A7- 1.4. Caractéristiques des lahars de la Rivière du Prêcheur	206
A7- 1.5. La surveillance des lahars par l'Observatoire	207
A7- 2. La Rivière Claire	208
A7- 2.1. Description du cours d'eau	208
A7- 2.2. Le mouvement de terrain	211
A7- 2.2.1. Description du mouvement de terrain	211
A7- 2.2.2. L'étude diachronique de l'instabilité	212
A7- 2.2.3. Les volumes mis en jeu	215
A7- 2.3. Le lahar du 20 octobre 1999	217
A7- 2.4. Les lahars de la Rivière Claire	217
A7- 3. La Rivière Sèche	219
A7- 3.1. Description de la Ravine Saint-Martin	220
A7- 3.2. Le mouvement de terrain	220
A7- 3.2.1. Description du mouvement de terrain	220
A7- 3.2.2. L'étude diachronique de l'instabilité	224
A7- 3.2.3. Les volumes mis en jeu	225
A7- 3.3. Description des lahars de la Ravine Saint-Martin.....	226

Figure A7-01. Profil en long du bassin versant de la Rivière du Prêcheur	197
Figure A7-02. Fourniture en matériaux solides pour les deux cours d'eau principaux	199
Figure A7-03. Changement de cours de la Rivière du Prêcheur	200
Figure A7-04. Evolution du mouvement de terrain depuis 1951	204
Figure A7-05. La station de surveillance des lahars sur la Rivière du Prêcheur	208
Figure A7-06. Profil en long du bassin versant de la Rivière Claire	209
Figure A7-07. Evolution du mouvement de terrain de la Rivière Claire depuis 1951	210
Figure A7-08. Détail des mouvements de terrain actifs aux différentes années	214

Figure A7-09. Mensurations 3D du mouvement de terrain de la Rivière Chaude	216
Figure A7-10. Enregistrement d'une coulée de débris par la station sismique de Grand-Bé	218
Figure A7-11. Comparaison de la granulométrie à l'amont et à l'aval de la Rivière Claire	219
Figure A7-12. Profil en long du bassin versant de la Rivière Sèche	220
Figure A7-13. Evolution du mouvement de terrain de la Ravine Saint-Martin depuis 1951	221
Figure A7-14. Détail des mouvements de terrain actifs aux différentes années	225
Figure A7-15. Comparaison de la granulométrie sur la Rivière Sèche	227
Tableau A7-01. Volumes mobilisés par le mouvement de terrain de la Rivière Samperre	206
Tableau A7-02. Dynamique de la progression du mouvement de terrain de la Rivière Claire	213
Tableau A7-03. Volumes mobilisés par le mouvement de terrain de la Rivière Chaude (Rivière Claire)	215
Planche photographique A7-01. Les lahars non éruptifs de la Rivière du Prêcheur	203
Planche photographique A7-02. Les lahars non éruptifs de la Rivière Claire	212
Planche photographique A7-03. Les lahars de la Rivière Sèche	222

APPENDICE 8

Les modifications morphologiques engendrées par les carrières

A8- 1. La Rivière des Pères	228
A8- 2. La Ravine Rivière Blanche	228
A8- 3. La Ravine Falaise Rouge	230
A8- 4. La Ravine Fond Canonville	234
A8- 5. La Rivière du Prêcheur.....	236

Figure A8-01. Modifications du tracé de la Ravine Rivière Blanche par les carrières	229
Figure A8-02. Modifications du tracé de la Ravine Falaise Rouge par les carrières	231
Figure A8-03. Possibilité de capture de la Ravine Falaise Rouge par la Ravine Carrière	231
Figure A8-04. Modifications du tracé de la Ravine Fond Canonville par les carrières	235

Planche photographique A8-01. La Ravine Falaise Rouge	233
---	-----

APPENDICE 9

Les lahars des futures éruptions de la Montagne Pelée

A9- 1. Le risque laharique pour les éruptions phréatiques	237
A9- 2. Le risque laharique pour la phase pré-éruptive (phréato-magmatique)	237
A9- 3. Le risque laharique pour les éruptions de type "Mérapi"	240
A9- 4. Le risque laharique pour une éruption ponceuse	240
A9- 5. Le risque laharique pour une éruption peléenne	243
A9- 6. Le risque laharique pour une éruption plinienne	243
A9- 7. Le risque laharique pour une déstabilisation de flanc, type "St Helens".....	246

Figure A9-01. Les cours d'eau probablement atteints par des lahars lors d'une éruption phréatique	237
Figure A9-02. Les cours d'eau probablement atteints pour une éruption phréato-magmatique ..	239
Figure A9-03. Les cours d'eau probablement atteints par des lahars lors d'une éruption de type Mérapi	241
Figure A9-04. Les cours d'eau probablement atteints par des lahars lors d'une éruption ponceuse	242
Figure A9-05. Les cours d'eau probablement atteints par des lahars lors d'une éruption Peléenne	244
Figure A9-06. Les cours d'eau probablement atteints par des lahars lors d'une éruption plinienne	245
Figure A9-07. Les cours d'eau probablement atteints par des lahars lors d'une éruption "Saint-Helens".....	246

APPENDICE 10

Inventaire des sources thermales rattachées à la Montagne Pelée

A10- 1. L'organisation des expéditions	247
A10- 2. Les campagnes de la haute Rivière Claire	249
A10- 2.1. La première campagne de reconnaissance (31/01/2001).	249
A10- 2.2. La seconde campagne de mesure et de prospection (24 et 25/05/2001)	253
A10- 2.3. La dernière campagne de mesure et de prospection (11 et 12/03/2003)	254
A10- 2. Les campagnes des Rivières Mitan et Picodo	255
A10- 3. La campagne de la Grande Rivière	261
A10- 4. Les sources échantillonnées par l'Observatoire	264
A10- 4.1. Les sources de la Rivière Chaude	264
A10- 4.2. Les sources du bord de mer	266
A10- 4.3. Les sources de la Rivière des Pères	267
A10- 5. Les autres sites de résurgences thermales suspectés	267
A10- 6. La circulation hydrothermale au sein de la Montagne Pelée	270
 Figure A10-01. Localisation et physico-chimie des sources thermales de la Rivière Claire	250
Figure A10-02. Localisation des sources thermales de la Rivière Mitan et de la Rivière Picodo	256
Figure A10-03. Les hypothèses concernant l'établissement thermal de la Montagne d'Irlande..	260
Figure A10-04. Localisation et physico-chimie de la source thermale de la Grande Rivière	262
Figure A10-05. Localisation des sources thermales le long du littoral de la Coulée Blanche	266
Figure A10-06. Les sites hydrothermaux probables sur le massif de la Montagne Pelée	269
Figure A10-07. Hypothèse d'un double réservoir thermal pour le système hydrothermal de la Rivière Mitan et de la Rivière Picodo.....	270
 Planche photographique A10-01. Les conditions de prélèvement des sources chaudes	247
Planche photographique A10-02. Les sites présumés des bouches éruptives de 1851	251
Planche photographique A10-03. L'ancienne prise d'eau désaffectée de la haute Rivière Claire	252
Planche photographique A10-04. La source thermale analysée en 2003 de la Rivière Mitan	257
Planche photographique A10-05. La source thermale analysée en 2003 de la Rivière Picodo ...	258
Planche photographique A10-06. La source thermale analysée en 2003 de la Grande Rivière ..	263
Planche photographique A10-07. Les sources thermales de la Rivière Chaude	265
Planche photographique A10-08. Les sources thermales du bassin versant de la Rivière des Pères.....	268

APPENDICE 11

Les quartiers menacés par le réseau hydrographique

A11- 1. Les lotissements Périnelle et Fond Corré	272
A11- 2. Le quartier Fond Canonville	272
A11- 3. Le quartier du cimetière au Prêcheur	273
A11- 4. Le bourg du Prêcheur et le quartier Boisville	273
A11- 5. Le quartier des Abymes au Prêcheur	274
A11- 6. Le quartier La St-Pierre au Prêcheur	274
A11- 7. le quartier nord de l'Anse Belleville.....	275

Figure A11-01. Le quartier de Fond Canonville	272
Figure A11-02. Le quartier du Cimetière au Prêcheur	273
Figure A11-03. Le bourg du Prêcheur et le quartier Boisville	274
Figure A11-04. Le quartier de l'Anse Belleville	275

APPENDICE 12

Essais de modélisation dans l'évaluation des risques hydro-volcano-géomorphologiques : premières réflexions, le cas du massif de la Montagne Pelée

A12- 1. La représentation chorématique du massif de la Montagne Pelée	276
A12- 2. La modélisation spatiale du risque hydro-volcano-géomorphologique	278
A12- 2.1. Les structures élémentaires des compartiments hydro-volcano-géomorphologiques	279
A12- 2.2. L'intensité de la dynamique géomorphologique	280
A12- 2.3. La présence des enjeux	281
A12- 2.4. L'indice d'exposition des pôles anthropiques	282
A12- 2.5. Modèle du risque hydro-volcano-géomorphologique sur la Montagne Pelée	282
A12- 3. La modélisation spatio-temporelle de l'activité hydro-volcano-géomorphologique	284
A12- 3.1. La chronologie des aléas hydro-volcano-géomorphologiques	284
A12- 3.2. La modélisation de l'activité morphodynamique	286
A12- 3.3. Application du modèle	286
A12- 4. Représentation synoptique chorématique de la méthode appliquée pour la thèse	288

Figure A12-01. Représentation chorématique multiscalaire du massif de la Montagne Pelée	277
Figure A12-02. Modélisation des risques hydro-volcano-géomorphologiques sur la Pelée	283
Figure A12-03. Chronologie des aléas hydro-volcano-géomorphologiques	285
Figure A12-04. Modélisation de l'activité géomorphologique sur un édifice volcanique	286
Figure A12-05. Application de la modélisation spatio-temporelle des aléas hydro-volcano-géomorphologiques	287
Figure A12-06. Représentation visuelle de la méthode appliquée	289

Résumé

Les risques hydro-volcano-géomorphologiques évoquent l'ensemble des risques qui proviennent du réseau hydrographique d'un volcan actif. Ils résultent des interactions complexes entre les composantes: hydrologique, volcanologique et géomorphologique. Aux risques usuellement reconnus de ces trois composantes (inondations, phénomènes éruptifs, mouvements de terrain), viennent également s'ajouter d'autres aléas destructeurs.

L'étude du réseau hydrographique du massif de la Montagne Pelée, avec une approche naturaliste via différentes échelles spatio-temporelles, permet d'élaborer une typologie des cours d'eau et de comprendre les processus qui agissent sur le comportement de la dynamique torrentielle de l'ensemble du bassin versant. Ces torrents sont caractérisés par des crises majeures pendant les éruptions, mais également en période de repos. Cette étude, menée avec une constante recherche d'application dans le domaine de la prévention des risques, propose des stratégies pour mieux appréhender les aléas sur le massif de la Montagne Pelée :

- pendant les éruptions (surveillance volcanique, prévention des lahars pré-éruptifs et des réajustements morphodynamiques);
- entre les éruptions (divagations des cours d'eau, lahars non éruptifs, crues extrêmement morphogènes pour le réseau en formation).

Cette approche, à la méthodologie structurée, peut être appliquée sur l'ensemble des édifices volcaniques majeurs (strato et cumulovolcan) et permettra probablement de découvrir, comme dans ce travail, de nouveaux processus physiques.

Mots clés : Géomorphologie volcanique, Réseau hydrographique, Echelles spatio-temporelles, Risques hydro-volcano-géomorphologiques, Montagne Pelée, Martinique

Abstract

The rivers on the massive of Mount Pelée: a multiscale approach to apprehend the hydro-volcano-geomorphological risks

The hydro-volcano-geomorphological risks refer to all fluvial risks on an active volcano. They result from many complex interactions between the components: hydrologic, volcanologic and geomorphologic. In addition to the commonly recognised risks associated with these three components (flash floods, eruptive phenomenon, landslides), there are many others destructive hazards.

The study of the hydrologic network on the massif of Mount Pelée, from a naturalist approach at different spatio-temporal scales, enable to establish a typology of stream and to understand the process that affects the morphodynamic comportment of the hydrologic basin. These torrents are characterised by some major crisis during eruption, but also at periods of volcanic rest. This study, conducted with a constant research for an application in the domain of risk prevention, proposes many strategies to apprehend the hazards on the massif of Mount Pelée :

- During eruption (volcanic survey, eruptive lahar and morphodynamic readjustment prevention);
- Between eruptions (stream deviation, no-eruptive lahar, and excessive morphogenic flood on genesis network).

This approach to the structural methodology could be applied on all major volcanic edifices (strato- and cumulovolcano) and could probably permit to discover some new physical processes, as in this work.

Keywords: Volcanic Geomorphology, hydrographic network, space and temporal scales, hydro-volcano-geomorphological risks, Mount Pelée, Martinique.