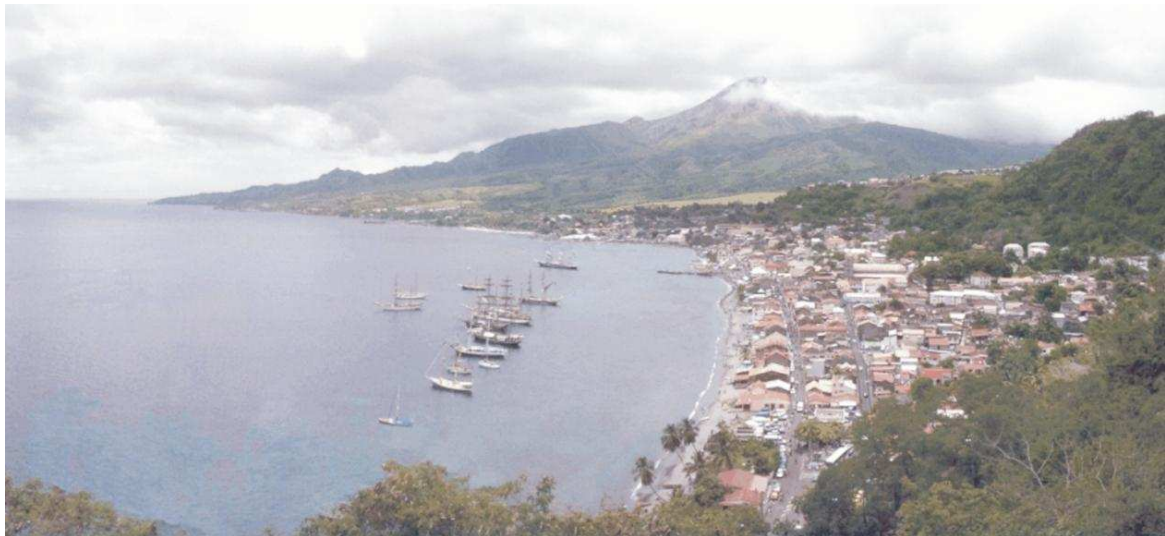


UNIVERSITE DES ANTILLES ET DE LA GUYANE

FACULTE DES LETTRES ET SCIENCES HUMAINES

THESE DE DOCTORAT

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



VOLUME 1

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 :

- Pr. Georges BOUDON, Institut de Physique du Globe de Paris
- Pr. Maurice BURAC, Université des Antilles et de la Guyane
- Pr. Franck DOLIQUE, Université des Antilles et de la Guyane
- Pr. Franck LAVIGNE, Université de Paris 1 - Panthéon-Sorbonne
- Pr. Bertrand LEMARTINEL, Université de Perpignan Via Domitia
- Pr Françoise PAGNEY, Université des Antilles et de la Guyane

Rapporteur
Directeur de thèse
Examineur
Président du jury
Rapporteur
Examineur

*A Stéphania (Pépita le clown),
Yona et Tahis,*

Sommaire

Sommaire
Avant propos

Introduction générale : La problématique croisée de l'hydro-volcano-géomorphologie

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
Chapitre 2. Le massif de la Montagne Pelée ausculté mais son réseau hydrographique peu connu
Chapitre 3. Le diagnostic de la dynamique torrentielle

DEUXIEME PARTIE UN SYSTEME HYDROLOGIQUE AUX INFLUENCES MORPHODYNAMIQUES MULTISCAIRES

Chapitre 4. Le réseau hydrographique du massif: une typologie contrastée influencée par des événements à l'échelle des temps géologiques
Chapitre 5. Des agents morphogènes puissants générant une variété d'aléas hydro-volcano-géomorphologiques
Chapitre 6. Les modifications morphologiques ponctuelles sous l'action d'agents naturels et anthropiques

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
Chapitre 8. Les risques inhérents aux cours d'eau des volcans explosifs d'arc hors crise éruptive
Chapitre 9. Evolution des risques inhérents aux cours d'eau du flanc Caraïbe et de leur prévention depuis cinquante ans

Conclusion générale: L'hydro-géomorphologie volcanique: une approche

Bibliographie
Table des matières
Liste des figures
Liste des tableaux
Liste des planches photographiques
Liste des appendices

Avant Propos

Ce travail de recherche, concernant des cours d'eau du massif de la Montagne Pelée, a d'abord été entrepris à des fins locales. Il s'agissait, dans un premier temps, de connaître, de décrire, et d'estimer les phénomènes naturels qui se produisent dans les cours d'eau du massif de la Montagne Pelée. Dans un second temps, l'expérience, les connaissances acquises et leurs interprétations ont contribué à la compréhension ou à la mise en relief de certains mécanismes morphologiques, lesquels peuvent être extrapolés à d'autres volcans andésitiques explosifs de zone de subduction, relativement similaires à la Montagne Pelée. Le manuscrit est articulé autour de deux volumes. Le volume principal est le coeur de la réflexion. En respectant une démarche géographique, nous y exposons la thèse, puis, en la démontrant, nous en extrayons les conclusions qui s'offrent. Le second volume, celui des appendices, plus volumineux, expose les différents travaux qui ont été menés dans le cadre de cette étude sur la Montagne Pelée. Ce n'est pas un volume de données brutes ou de documents reproduits, et par cela, il représente davantage qu'un volume d'annexes. Il constitue à la fois une source d'informations relatives au massif de la Montagne Pelée et à sa dynamique torrentielle, et une source d'éléments scientifiques et méthodologiques complémentaires, constituant le travail de base nécessaire, permettant d'appuyer par l'exemple (mais également d'étayer) les propos du volume principal (volume 1).

Cette étude a pu être effectuée dans de bonnes conditions grâce à d'étroites relations avec de nombreuses structures et, tout particulièrement, le groupe de recherche GEODE Caraïbe, de l'Université des Antilles et de la Guyane, auquel nous sommes rattachés.

Nous tenons également à remercier tous ceux qui ont permis par leurs contributions la réalisation de ce travail.

- M. Maurice BURAC, professeur de géographie à l'Université des Antilles et de la Guyane et responsable du centre de recherche GEODE Caraïbe, pour avoir accepté de diriger cette thèse et de nous avoir toujours soutenu. Ce témoignage de confiance reflète parfaitement l'homme attachant, sa grande clairvoyance et sa direction hautement pertinente.

- M. Jean-Louis VERNIER, et son prédécesseur Monsieur Jean-Louis MILLO, Directeur Régional de l'Environnement (DIREN Martinique) ainsi que M. Jean-Pierre COMTE, Directeur Régional du Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM), à Fort de France, pour avoir soutenu ce travail par l'intermédiaire d'opérations de coopération.

- M. Marc MORELL, et son prédécesseur M. Daniel BARRETEAU, Directeur de Centre de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) de la Martinique pour nous avoir accepté dans le laboratoire Biologie et Organisation des Sols Tropicaux (BOST) pour les analyses. M. Christian DEVERCLOS, Directeur des Services Techniques du Conseil Général de la Martinique, pour son accueil et les données hydrologiques que ses services nous ont très aimablement fournies.

- M. Maurice MEUNIER (Cemagref, Grenoble), M. le Professeur Bertrand LEMARTINEL (Université de Perpignan), M. le Professeur Jean-Claude THOURET (Université Clermont-Ferrand) ainsi que M. le Professeur Jean-Louis BALLAIS (Université Aix-en-Provence), tous spécialistes des cours d'eau, qui par leurs conseils et leurs orientations nous ont permis d'exploiter nos observations, mais également d'approfondir notre réflexion concernant notre approche l'hydro-volcano-géomorphologique.

- M. Richard ROUX et Mme. Annabella MANGUE qui ont fait partie intégrante de l'équipe de terrain. Mme Colette MEDOUZE, M. Bernard GANDRILLE, M. Franck DOLIQUE, respectivement secrétaire, ingénieur cartographe et professeur, membres de GEODE Caraïbe, toujours présents pour apporter leurs compétences dans leur domaine respectif. M. Jean-Christophe ROUILLE (cartographe et informaticien) et M. Pascal MARRAS (hydrologue) de la DIREN Martinique qui nous ont fourni une aide fort précieuse.

- Il nous est également agréable de remercier les nombreux acteurs travaillant de près ou de loin sur notre problématique, qui pendant nos échanges, nous ont apporté leurs connaissances et leurs réflexions. Nous pensons aux gestionnaires, professionnels, chercheurs, enseignants du département de géographie de l'UAG, amateurs passionnés... dont la liste serait trop longue pour être énumérée. Que l'ensemble de ces personnes qui se reconnaîtront trouve ici l'expression de ma gratitude.

- A mes proches et ma famille qui m'ont toujours aidé et qui ont permis de concilier ce travail de recherche avec les obligations de la vie. A mes parents...

Au même titre que la randonnée permettant de gravir la Montagne Pelée, l'objectif de cette thèse aura été d'atteindre le point culminant certes, mais également de profiter de l'enthousiasme que procure l'ensemble du parcours pour y parvenir.

Introduction générale

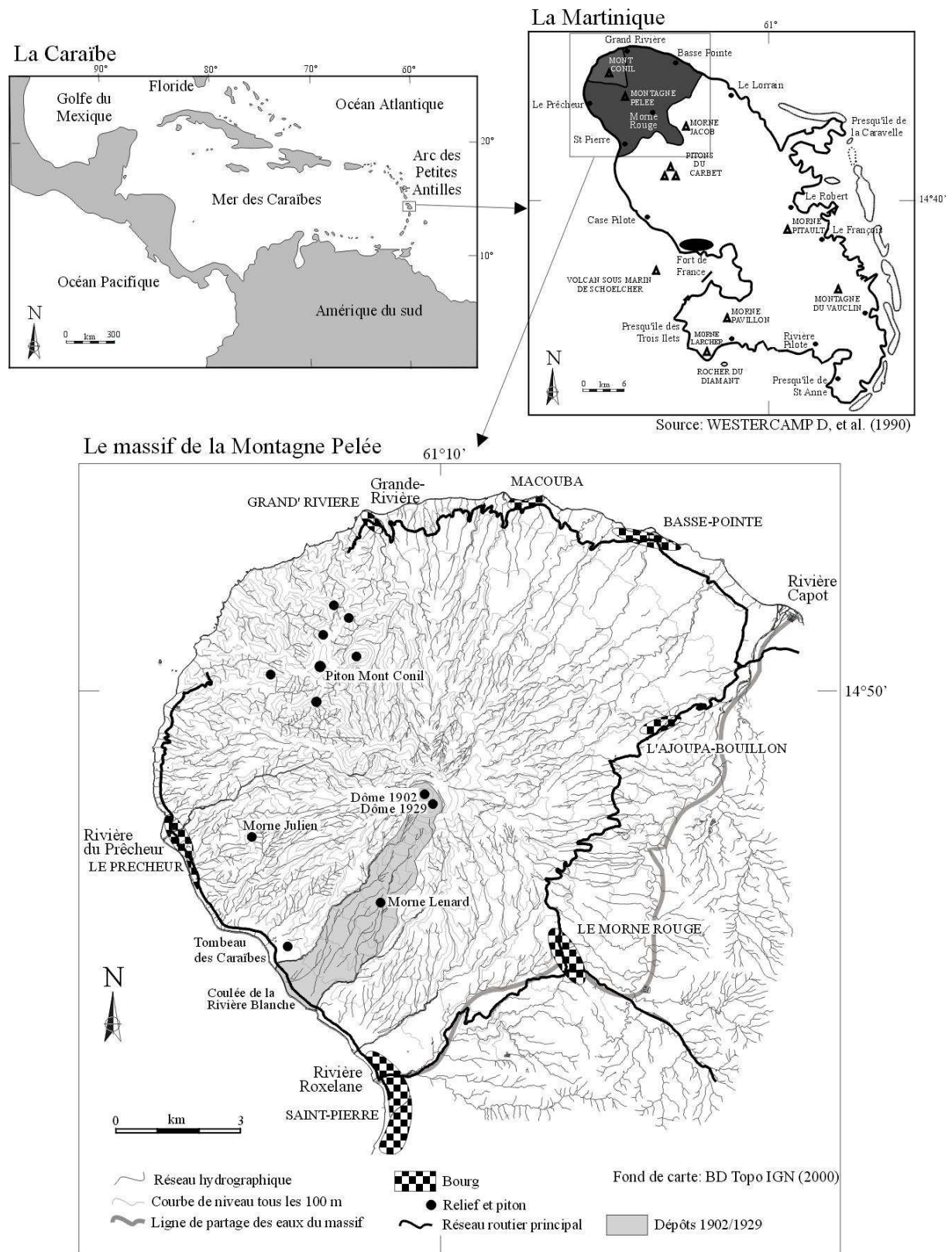
La problématique croisée de l'hydro-volcano-géomorphologie

"*Appréhender les risques hydro-volcano-géomorphologiques*" équivaut à appréhender quel genre de risque concrètement ? Ce sont des risques dits naturels, comme les risques hydrologiques qui correspondent aux inondations, les risques volcanologiques lesquels dépendent des phénomènes éruptifs et les risques géomorphologiques essentiellement représentés par les mouvements de terrain. Les risques hydro-volcano-géomorphologiques évoquent l'ensemble des risques qui proviennent du réseau hydrographique d'un volcan actif, et qui résultent des interactions complexes entre ces trois composantes. Ils n'englobent pas uniquement les risques des trois composantes, ils ne s'y substituent pas non plus : ils viennent également s'ajouter aux risques usuellement reconnus (THOURET J.C., 1994).

On connaît les processus morphodynamiques, d'actions et de rétroactions positifs ou négatifs qui interviennent dans les lits des cours d'eau (TRICART J., 1977; BRAVARD J.P. *et al.*, 1997; LAJEUNESSE E., 2008) : vitesse d'écoulement - rugosité du lit - turbulence - compétence, mais aussi, incision du lit - mouvement de terrain - exhaussement - transport solide, ou encore altération chimique - érosion physique - couvert végétal... Chacun de ces facteurs exerce un contrôle sur l'amplitude des autres processus, lesquels agissent sur la dynamique des premiers. Ce principe de réciprocité contribue à l'obtention d'un équilibre morphodynamique au sein des bassins versants. Sur un volcan actif, il est fort probable que la composante volcanologique par l'apport discontinu et volumineux de matériaux, soit un facteur de forçage primordial dans ces équilibres. Ainsi, pour connaître le comportement des cours d'eau sur un volcan actif, explosif d'arc pour notre exemple, il paraît nécessaire de prendre en compte les caractéristiques volcaniques du massif (édification du massif, dynamisme éruptif, morphologie du volcan...). D'ailleurs, connaissons-nous vraiment clairement l'ensemble des phénomènes se produisant dans ces cours d'eau ?

Située par 14° 50' N et 60° 10' W sur l'île de la Martinique (figure 01), le massif de la Montagne Pelée, est le résultat d'une subduction intra-océanique de la croûte océanique atlantique sous la plaque tectonique Caraïbe, générant une activité volcanique à la Martinique qui n'a pas cessé depuis le début du Miocène (ANDREIEFF P. *et al.*, 1989). Elle s'est déplacée progressivement vers le nord-ouest pour construire une île allongée, dont le massif de la Montagne Pelée constitue l'extrémité nord.

Figure 01. Localisation de la zone d'étude



Elle est visible de tous les sommets de l'île, et contribue largement à sa silhouette. Le flanc sud de ce patrimoine naturel présente l'allure d'un cône volcanique presque parfait ; il est, pour la ville de Saint-Pierre, chargé d'une histoire tragique.

En longeant la côte caraïbe depuis la ville martyre (URSULET L., 2004) et en se dirigeant vers le nord, on rencontre des paysages très variés :

- on croise d'abord les ruines de Saint-Pierre datant de 1902, en traversant la ville reconstruite. La Rivière Roxelane la coupe en deux. Elle coule au fond d'une gorge profonde aux versants abrupts, où les eaux très dynamiques et de 10 °C en dessous de la température de l'air, maintiennent une atmosphère humide et fraîche ;

- quelques kilomètres plus au nord, toujours sur la côte caraïbe, en croisant la Coulée de la Rivière Blanche, le vent est plus chaud qu'ailleurs, l'ensoleillement est plus fort et le sol est desséché. La végétation est clairsemée et les cours d'eau sont asséchés. Ils ressemblent à des oueds, à l'intérieur de gorges larges et peu profondes ;

- encore plus au nord et à moins d'une dizaine de kilomètres, arrivé à l'extrémité de la route, dans la zone dite "*Prêcheur/Grand-Rivière*", le couvert forestier et les petits torrents paisibles tranchent avec les cours d'eau jusqu'à présent rencontrés. Ils ressemblent davantage aux cours d'eau des Pitons du Carbet, observés avant d'arriver sur le massif.

Comment peut-on expliquer ces différences hydro-morpho-climatiques si tranchées en régime normal, sur moins de 10 km ?

Lors des crises météorologiques, durant les crues torrentielles, les désordres se situent préférentiellement sur certains bassins versants. A titre d'exemple, le dernier phénomène météorologique meurtrier sur le massif fut la tempête tropicale Cindy, le 14 août 1993. Elle survint pendant le Tour de la Martinique des yoles rondes et de nombreux spectateurs furent bloqués une nuit au Prêcheur.

Les dégâts ont été considérables :

- la RD 10 et les ponts ont disparu à l'intérieur de la Coulée de la Rivière Blanche ;
- les cours d'eau ont provoqué des inondations éclair ;
- certains cours d'eau ont divagué et les maisons proches des berges ont été détruites (2 victimes) ;
- les transports solides et détritiques ont accentué les dégâts.

Sur la Grande-Rivière, l'embâcle formé en amont du pont a provoqué des débordements importants et une victime fut à déplorer. Ailleurs, les dégâts se sont surtout concentrés sur le versant caraïbe du volcan, notamment dans la Coulée de la Rivière Blanche et dans certaines zones urbanisées ou à habitat concentré (lotissement). Ces disparités géographiques rencontrées dans cet exemple proviennent certainement d'une hétérogénéité spatiotemporelle de la morphogenèse, mais également de la variété des enjeux. Comment

se répartissent précisément ces dommages ? L'impact volcanique est-il primordial pour expliquer ces différences ?

De plus, l'inondation n'est pas le seul risque hydrologique. Indépendamment des précipitations, à la suite de l'activation de grands mouvements de terrains, des coulées boueuses peuvent s'écouler au fond des vallées. Ces phénomènes sont-ils vraiment tous identifiés, et ce risque est-il pris en compte à sa juste mesure ?

Afin de comprendre cette variabilité hydro-géomorphologique en régime permanent, comme durant les phénomènes démesurés (TRICART J., 1974), nous allons observer les liens existant entre l'hydrologie, la volcanologie et la géomorphologie malgré des caractéristiques spatiotemporelles largement différentes.

Sur un volcan, lors des éruptions volcaniques, l'attention est essentiellement portée sur les dynamismes éruptifs paroxysmaux au détriment du réseau hydrographique. Or, lors du réveil du volcan, il est pourtant important de lui porter une attention toute particulière (CHRETIEN S et al. 2002), et à l'ensemble du système hydrologique (BARAT A., 1984; MARTEL C., 1996; BARDINTZEFF J.M., 1998). Il sert à la surveillance géochimique de l'activité volcanique. En effet, dans ce dernier surviennent généralement les premiers signes détectables en surface, comme le regain d'activité des sites hydrothermaux, des crises sismiques liées aux eaux profondes, les dégagements de vapeur... Le système hydrologique du volcan engendre donc les premières menaces sous forme de débordements des eaux souterraines par les sources, de projections de boue, de l'érosion des premières cendres sous forme de lahars. Comment a-t-on pris en compte ces risques dans la gestion des crises volcaniques de la Montagne Pelée ? Ce regard orienté semble alors à priori opportun pour faire face aux premières menaces volcaniques, durant les phases phréatiques et phréato-magmatiques (CHRETIEN S. *et al.*, 2002). Aussi, on peut également supposer optimiser la surveillance géochimique du volcan en améliorant la connaissance du système hydrologique.

Cependant, les phénomènes générant les aléas hydro-volcano-géomorphologiques ne sont pas les seuls paramètres dans la gestion des risques naturels. Le volet socio-culturel est également primordial (D'ERCOLE R., 1994). Comme tout massif montagneux (ROUGIER H. *et al.*, 2001; SACAREAU I., 2003), le massif de la Montagne Pelée est un territoire marqué par les sociétés dans un contexte historique, politique et culturel. Sur un volcan, on peut convenir que ce contexte sociétal est largement influencé par le milieu physique, notamment en raison des éruptions volcaniques perturbant la vie des habitants (BERARD B. *et al.*, 2001; URSULET L., 2004; LESALES T., 2006). La Montagne Pelée est un des volcans les plus actifs et les plus meurtriers de l'arc insulaire volcanique des Petites Antilles.

La Martinique, par son statut politique de département français, est une île "favorisée" au sein d'un espace caribéen éclaté, aux contrastes socio-spatiaux marqués (GODARD H. *et al.*, 2003), dominé et en crise (MUSSET A., 1998). La Martinique, peuplée d'environ 400000 habitants (INSEE, 2007), possède une économie basée essentiellement sur le secteur tertiaire (administrations, services et commerces) qui représenterait plus de 80 % du PIB, dont les trois quarts viendraient des transferts de ressources de la métropole (ATLASECO, 2004). L'activité économique du massif de la Montagne Pelée est largement dominée par l'agriculture, dont les sols volcaniques, connus pour être fertiles (BARDINTZEFF J.M., 1991), font partie des richesses de la Martinique. Jusqu'à 500 m d'altitude, les flancs du volcan bien arrosés et au relief modéré sont exploités en cultures intensives et contribuent au développement économique de la région. Les carrières et la production d'eau pour l'Alimentation en Eau Potable (AEP) du massif de la Montagne Pelée représentent également deux activités économiques vitales pour l'île, en contribuant, pour une part majoritaire, à la fourniture du marché local. Le drame extraordinaire de l'éruption de 1902 de la Montagne Pelée, avec instantanément environ 30 000 morts et la capitale économique et culturelle prospère et rayonnante dans tout le Bassin caraïbe (URSULET L., 2004) entièrement détruite à 100%, vient parfaitement s'intégrer dans l'histoire douloureuse de la société martiniquaise post colombienne. La Montagne Pelée, point culminant de l'île et avec son imposante stature inscrite dans le paysage, ainsi que Saint-Pierre, cité martyre, sont deux éléments patrimoniaux prédominants de la Martinique. Leur intérêt relève actuellement beaucoup plus du socio-culturel que de l'apport socio-économique.

Il est établi que la vulnérabilité des sociétés augmente en raison de faiblesses organisationnelles et socio-économiques (LEONE F *et al.*, 2006). La Martinique, dotée d'un service public complet, efficace et bien équipé et bénéficiant d'une coopération extraterritoriale (Guadeloupe, Guyane, France métropolitaine), semble pouvoir faire face aux catastrophes. Cependant, la position géographique et la morphologie du massif contribuent à accroître l'enclavement de ses habitants et des activités socio-économiques :

- le volcan constituant l'extrémité nord de l'île montagneuse, l'évacuation de ses populations riveraines par voie terrestre ne peut se réaliser que par le flanc méridional du massif. Le nombre d'itinéraires pour sortir du massif est réduit à trois (figure 01, figure 55, § 6-3.1), eux-mêmes largement menacés de nombreux désordres géomorphologiques de différente nature (§ 2-2.1) ;

- la présence des pitons du Conil interdit d'effectuer le tour du volcan par le nord (figure 01). Chaque route côtière est alors une impasse. Sur celles-ci, certains ponts particulièrement sous-dimensionnés et certains gués peuvent être rapidement rompus ou ensevelis, isolant de fait les habitants plus au nord.

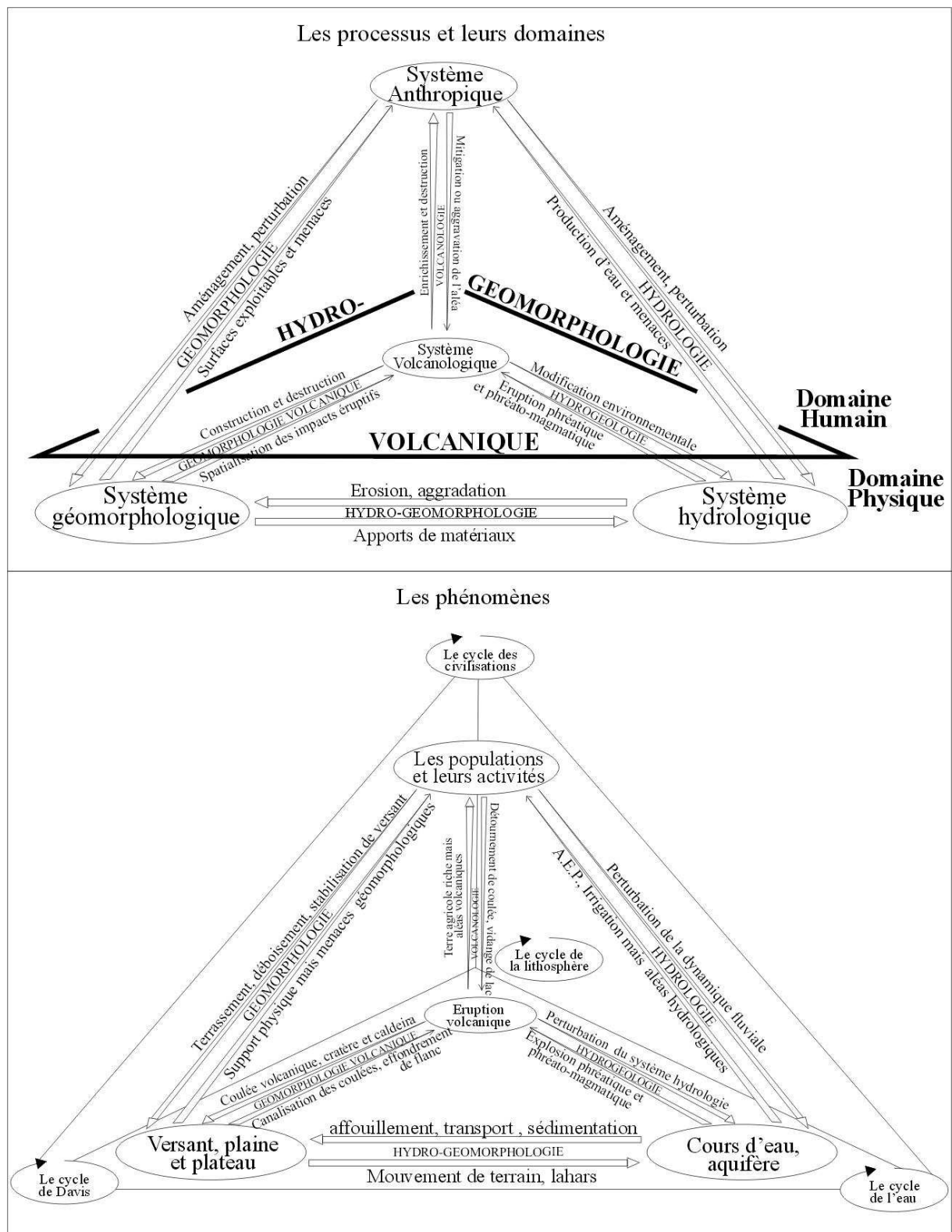
L'ensemble de la population, aussi bien sur le flanc Atlantique que Caraïbe, est directement dépendant de l'unique route côtière, ce qui accroît considérablement sa vulnérabilité. Ce principe de vulnérabilité d'enclavement s'applique pour tous les réseaux. Sur le flanc Caraïbe, l'unique canalisation de distribution d'eau potable, déjà menacée par l'érosion littorale sur certaines portions, se trouve également particulièrement exposée quand, fixée sous le tablier des ponts routiers, elle franchit les cours d'eau. Les habitants et leur activités, sans être exposés, peuvent alors se trouver affectés par des désordres qui ont pu avoir lieu à plusieurs kilomètres. Ces caractéristiques géographiques seront également primordiales dans l'élaboration des stratégies d'évacuation lors de la prochaine éruption...

C'est ainsi que, pour mener une gestion raisonnée et mieux cerner les problèmes qui se posent, il apparaît nécessaire d'avoir une vision systémique, analysant les interactions aux interfaces des systèmes hydrologique, volcanique, géomorphologique et anthropique (figure 02). Cette vision croisée, centrée sur le système hydro-volcano-géomorphologique peut clarifier et apporter des réponses originales quant à la prévention des risques dits naturels sur un volcan actif. Nous nous situons directement sur les traces de Thomas C. PIERSON T.C. et Kevin M. SCOTT pour les Etats-Unis, de Jean-Claude THOURET et Franck LAVIGNE pour la France. C'est une approche au sein de la géomorphologie volcanique, largement naturaliste et nécessitant des changements d'échelle, qui débouche sur des applications concrètes : durant les éruptions, comme en période de repos volcanique. A partir des phénomènes physiques mis en évidence, qui permet de mieux appréhender l'ensemble des aléas, cette méthode aboutit à la gestion de l'ensemble des risques engendrés par le réseau hydrographique du volcan.

Dans cet esprit, avec l'objectif de mieux appréhender les risques hydro-volcano-géomorphologiques, cette vision a nécessité de diviser l'ensemble de ce travail en trois parties et de constituer un plan sur une base ternaire.

Dans la première partie, nous nous attacherons tout d'abord à délimiter plus précisément le cadre de notre approche, puis à présenter les apports de la géomorphologie volcanique et de l'hydro-géomorphologie dans la gestion des risques (chapitre 1). Nous établirons ensuite l'état des connaissances se rapportant au système hydro-volcano-géomorphologique sur le massif de la Montagne Pelée et les outils de gestion des risques dits naturels à la Martinique (chapitre 2). Afin de compléter cette analyse hydro-volcano-géomorphologique du massif, pour ce travail nous avons mis en place plusieurs protocoles pour aboutir à une méthodologie basée tout autant sur la réalisation d'une photographie instantanée que sur la dynamique du système (chapitre 3).

Figure 02. Le tétraèdre de l'hydro-géomorphologie volcanique :
 à l'interface de quatre sphères



Conception : LALUBIE G.

Dans une deuxième partie, nous mènerons nos investigations hydro-volcano-géomorphologiques à différentes échelles spatiotemporelles, des plus étendues (chapitre 4) aux ponctuelles (chapitre 6) afin de connaître les facteurs de contrôles, de comprendre leurs moyens d'action, les phénomènes morphodynamiques et d'appréhender leur impact sur la dynamique torrentielle : qu'ils soient abiotiques, biotiques ou anthropiques (quand l'Homme est considéré autrement que biotique). L'objectif est de mettre en évidence, ou parfois simplement de mettre en relief, l'ensemble des aléas engendrés par le réseau hydrographique du massif volcanique.

La troisième partie, la dernière, nous permettra de tirer profit de nos analyses et de voir comment notre approche peut apporter des éléments nouveaux dans la prévention des risques qualifiés généralement de volcaniques durant les phases pré-éruptives (chapitre 7) ainsi que dans la prévention des risques qualifiés usuellement d'hydrologiques hors période éruptive (chapitre 8). Enfin, nous réfléchirons sur l'exposition et la vulnérabilité des populations vivant autour du massif en suivant l'évolution de ces risques naturels depuis plus de cinquante ans (chapitre 9).

Il nous a donc semblé important de caractériser les phénomènes et de comprendre l'organisation et les comportements du réseau hydrographique sur un volcan actif par une approche hydro-volcano-géomorphologique et ainsi pouvoir confronter les réponses apportées par la société à l'ampleur des aléas.

Cette thèse, exposée dans ce présent volume 1, s'appuie sur un volume 2 d'appendices, comportant de nombreux travaux de recherche effectués dans le cadre de cette étude. En se refusant autant que possible de reproduire les mêmes propos et les mêmes iconographies dans les 2 volumes, et par soucis d'un certain équilibre, le choix, qui consistait à placer les éléments dans l'un ou l'autre des deux volumes, ne fut pas aisé. Il s'est avéré fluctuant dans le temps et n'est certainement pas sans reproche. D'autre part, ce choix dépend aussi nécessairement de chaque lecteur, lequel possède ses propres sensibilités et ses propres intérêts. Nous nous excusons par avance des frustrations que pourraient engendrer la place ressentie comme inappropriée de certains documents ou propos dans tel ou tel volume. Pour en faciliter la lecture, nous nous sommes avant tout attachés à produire un volume 1 concis.

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

Introduction : La naissance de l'approche hydro-volcano-géomorphologique

S'il est commun de remonter jusqu'aux précurseurs géographes, tel Alexandre de HUMBOLDT (HUMBOLDT de A., 1810), dans l'histoire de la **géomorphologie**, celle-ci prit réellement naissance au sein de la géologie à la fin du XIX^e siècle. Elle fut tout d'abord structurale, puis le paradigme davisien (William Morris DAVIS), et sa notion de cycle de l'érosion (DAVIS W.M., 1899) était hégémonique. En France, les figures de cette géomorphologie cyclique sont essentiellement représentées par Albert de LAPPARENT, Emmanuel de MARTONNE et Henri BAULIG (KLEIN C., 2001). Le paradigme vidalien (Paul VIDAL de la BLACHE), souverain en France jusqu'aux années 1950, fit de la géographie physique et de la géomorphologie en particulier, le fondement de la géographie (VIDAL de la BLACHE P., 1903). Cette vision fut entretenue par ses élèves, comme Emmanuel De MARTONNE et André CHOLLEY (De MARTONNE E. 1947; CHOLLEY A., 1950), laquelle s'enrichit avec de nouvelles approches (DUFAURE J.J. 1994, BATTIAU-QUENEY Y. 2002) : bio-climatique, dynamique et quantitative (BIROT P. 1981; TRICART J. 1977, 1981). Pierre BIROT, Jean TRICART et Max DERRUAU ont largement fait partie des personnalités éminentes de la communauté des géomorphologues français de la deuxième moitié du XX^e siècle. Parmi les différents domaines de la géomorphologie, la géomorphologie volcanique et la géomorphologie fluviale constituent les bases de l'hydro-géomorphologie volcanique.

La **géomorphologie volcanique** se développa en France à partir des années 1950, essentiellement à Clermont-Ferrand avec Max DERRUAU et Pierre BOUT (DERRUAU M., 1958, 1985, 2008; TAZIEFF H. H. et DERRUAU M., 1990; BOUT P., 1973), même si d'autres traités de géomorphologie intégraient un volet volcanologique (TRICART J., 1968). Sous l'impulsion de Max DERRUAU (LAGEAT Y. *et al.*, 2004), un groupe de travail "Volcanic landforms, processes, and hazards" reconnu par l'Association Internationale des Géomorphologues (IAG) s'est organisé de 1997 à 2005, emmené principalement par Jean-Claude THOURET pour la France (THOURET J.C., 1999) et David CHESTER pour le Royaume-Uni. Actuellement, les publications de géomorphologie volcanique se multiplient tout comme les auteurs et leur origine.

Parallèlement, dans les années 1950, la **géomorphologie fluviale** (ou l'hydro-géomorphologie) française était quelque peu en retard (BRAVARD J.P., 2002). Maurice PARDE peut être considéré comme un des précurseurs de la discipline en s'étant penché, entre autres, sur les mécanismes du transport solide (PARDE M., 1951). Puis, Pierre BIROT (BIROT P., 1952, 1981), mais surtout Jean TRICART (TRICART J., 1974) ont beaucoup fait progresser cette branche de la géomorphologie avec leur approche systémique. Dans les années 1980, un nouveau souffle a été donné depuis Lyon avec notamment un grand nombre d'études rhodaniennes (ROUX A.-L. *et al.*, 1982; BRAVARD J.-P., 1987). Emmenée par Jean-Paul BRAVARD, la géomorphologie fluviale française est actuellement particulièrement dynamique avec entre autre les travaux entrepris sur les bassins versants expérimentaux (RICHARD D., 1997; MATHYS N. *et al.*, 1999; ALLEE P. *et al.*, 2007), mais également avec l'apport de la géoarchéologie des milieux alluviaux (ARNAUD-FASSETTA G., 2008).

L'intérêt de la dynamique fluviale et torrentielle pour les cours d'eau en milieu volcanique actif fait suite aux éruptions du Mont St.-Helens (LIPMAN P.W. *et al.*, 1981), du Nevado del Ruiz (THOURET J.C., 1986, 1990; PIERSON T.C. *et al.*, 1990; VOIGHT B., 1990) et du Mont Pinatubo (NEWHALL C.G. *et al.*, 1996), où les conséquences sur les sociétés furent catastrophiques et les phénomènes d'une ampleur jamais mesurée jusqu'alors par la communauté scientifique. En s'intéressant spécifiquement aux cours d'eau volcaniques, l'**hydro-géomorphologie volcanique** apparaissait.

La problématique des **lahars** prit une grande importance au sein de la géomorphologie volcanique, avec des travaux à travers le monde à la suite de quelques éruptions. Les premières études de grande envergure sur les stratovolcans furent menées : par Kevin M. SCOTT et Thomas C. PIERSON sur le Mont St.-Helens pour les Etats-Unis (PIERSON T.C. *et al.*, 1985; SCOTT K.M., 1988) qui ont également travaillé sur le Mont Pinatubo aux Philippines (SCOTT K.M. *et al.*, 1996; PIERSON T.C., 1992) ; par Jean-Claude THOURET et Franck LAVIGNE pour la France qui ont beaucoup travaillé sur le volcan Merapi (LAVIGNE F., 1998, 1999; LAVIGNE F. *et al.*, 2000, 2002), mais également sur d'autres volcans Indonésiens (LAVIGNE F. *et al.*, 2004, 2005), sur le Mont Pinatubo (RODOLFO K.S. *et al.*, 1996; ARBOLEDA R.A. *et al.*, 1996; MARTINEZ M.M.L. *et al.*, 1996; DAAG S.A., 2003; WESTERN Van C.J. *et al.*, 2005;...) ; sur le Nevado del Ruiz (THOURET J.C., 1990; VOIGHT B., 1990) ; sur le volcan Popocatepelt au Mexique depuis l'éruption de 1994 (CAPRA L. *et al.*, 2004; MIRANDA P.J. *et al.*, 2005; MUNOZ-SALINA E. *et al.*, 2007), sur la Soufrière Hills à Montserrat (BARCLAY J. *et al.*, 2007).

Il est important également de mentionner les nombreux travaux régionaux étudiant les risques lahariques, à titre préventif ou durant les éruptions à travers le monde quand les

populations sont menacées, notamment en Amérique centrale, dans les Andes, et les archipels bordant l'Asie (Centres techniques de Sabo japonais et indonésien).

Le champ de recherche ne s'est pas uniquement concentré sur les lahars. Il s'est étendu aux évolutions morphodynamiques et sédimentaires du réseau hydrographique se produisant pendant et après les éruptions et à l'ensemble des perturbations qui affectent les sociétés exposées. Le Japon tient une place importante dans cette vision hydro-géomorphologique post-éruptive (KADOMURA H. *et al.*, 1983; SUWA H. *et al.*, 1999; ADICARI Y. *et al.*, 2005; YAMAKOSHI T. *et al.*, 2005; OGAWA Y. *et al.*, 2007...), tout comme la Nouvelle Zélande (VERSTAPPEN H.T., 1992; PALMER B.A. *et al.*, 1993; MANVILLE V., 2002). L'éruption du Mont St.-Helens fut l'occasion de suivre les perturbations du réseau hydrographique et ses réponses, lequel continue de faire l'objet de publications avec notamment Jon J. MAJOR pour les Etats-Unis (MAJOR J.J., 2003; LISLE T.E., 1995, PIERSON T.C. *et al.*, 1998), tout comme celui du Mont Pinatubo (MAJOR J.J. *et al.*, 1996; HAYES S.K., 2002; DAAG S.A., 2003) et celui du volcan El Chichon (Mexique) étudié 17 ans après l'éruption de 1982 (INBAR M. *et al.*, 2001). Les géomorphologues français travaillent beaucoup sur les perturbations du réseau hydrographique engendrées par les éruptions survenues en Indonésie (BOURDIER J.L. *et al.*, 1997; LAVIGNE F., 2001; LAVIGNE F. *et al.*, 2004, 2005). Les modifications géomorphologiques et les processus d'érosion ont également été étudiés sur certains édifices pour des éruptions plus éloignées dans le temps, mais toujours dans un passé proche : jusqu'à 200 ans (MANVILLE V. *et al.*, 2005; NEMETH K. *et al.*, 2007). Dans le même état d'esprit, certains lahars passés ont pu être reconstitués pour des éruptions étant intervenues entre -5 et 4 500 ans B.P. (SAUCEDO R. *et al.*, 2008; ETTINGER S. *et al.*, 2007; MANVILLE V., 2002; MURCIA H.F. *et al.*, 2008; MOTHE P.A. *et al.*, 1998). Dans des échelles temporelles encore plus lointaines, des travaux ont concerné les modifications morphodynamiques intervenues dans le réseau hydrographique, ou une vallée, à la suite d'activités volcaniques anciennes, situées entre 2.10^3 et environ 270.10^3 ans (MANVILLE V., 2005, STINTON A.J. *et al.*, 2008; LITCHFIELD N.J. *et al.*, 2005; EDEN D.N. *et al.*, 2001, HAYAKAWA Y.S. *et al.*, 2008). Enfin, sur le très long terme (en millions d'années), la reconstitution de l'histoire hydro-géomorphologique a été entreprise pour certaines vallées aux Canaries (PARIS R., *et al.*, 2001, PARIS R., 2002 et 2007, LOMOSCHITZ A. *et al.*, 2002) mais également dans le Massif Central (LARUE J.P., 1992; PASTRE J.F., 2001).

La dynamique fluviale en milieu volcanique, pas spécialement liée à un événement ou un édifice volcanique particulier, est également très poussée au Japon, avec notamment tout un travail sur les tronçons de rupture de pente à forte activité morphodynamique (Knickzone) mené par Takashi OGUCHI (OGUCHI T. *et al.*, 2001, HAYAKAWA Y.S. *et al.*, 2006, 2008, 2009; LIN Z. *et al.*, 2009), en Indonésie (RIJSDIJK A. *et al.*, 2007b), mais aussi aux Etats-Unis (WHITING P.J. *et al.*, 2001; CLAGUE J.J. *et al.*, 2003; SEILD M.A. *et al.*, 1994) et en

Italie (DAVOLI L. et al., 1999; CICCACCI S., 1999). Les travaux français sont essentiellement situés en outre-mer (MORELL M. et al., 1991; GARCIN M. et al., 2005; LAJEUNESSE E., 2008) ou dans le Massif Central : de nombreux travaux y ont été conduits par le laboratoire de géographie physique et environnementale (Geolab) de l'Université de Clermont-Ferrand.

Toujours avec cette vision centrée sur le réseau hydrographique en milieu volcanique, différents travaux intègrent un volet anthropique et social afin d'appréhender les risques hydro-volcano-géomorphologiques, avec notamment la réimplantation des populations sur les zones volcaniques anciennement affectées (INBAR M., 2001; GAILLARD J.C. et al., 2001; GAILLARD J-C., 2008) ou tout simplement, l'occupation des flancs d'édifice volcanique (DAVOLI L. et al., 2001; WALLENSTEIN N. et al., 2005, 2007). La géomorphologie volcanique et cette vision hydro-volcano-géomorphologique trouvent leur principal intérêt pratique dans l'évaluation des risques volcaniques (VERSTAPPEN H.T., 1992) et des risques hydrologiques (DAVOLI L. et al., 2001; THOURET J.C., 2002; WALLENSTEIN N. et al., 2005, 2007) avec pour finalité la prévention des effets de l'activité volcanique sur les hommes et les milieux (THOURET J.C., 2001). La vision hydro-volcano-géomorphologique, mettant de côté les phénomènes laviques primaires, possède en théorie une précision accrue dans la spatialisation des aléas. En effet, les phénomènes hydro-géomorphologiques, contrôlés par des forces externes qui nous sont accessibles, peuvent être mieux appréhendés que les phénomènes volcano-tectoniques (séismes, explosions volcaniques, retombées aériennes, coulées pyroclastiques...) contrôlés avant tout par des forces internes difficilement sondables (à l'exception des épanchements de lave, GROPELLI G. et al., 2005).

1.1. La géomorphologie volcanique intertropicale : des actions-réactions à très fort signal

La contribution de la géomorphologie volcanique à la volcanologie

La géomorphologie volcanique étudie les formes des volcans et de leurs dépôts associés. Elle trouve ses centres d'intérêt dans (THOURET J.C., 2001) :

- les mécanismes d'interaction entre les processus éruptifs et géodynamiques (origine et mise en place des sédiments volcanoclastiques) ;
- les facteurs de contrôle des reliefs et modelés volcaniques (activité volcanique, activité tectonique, paléo-environnement) ;
- les réponses géomorphologiques et hydrologiques suite aux éruptions ;

ce qui amène "à analyser le façonnement des formes de relief originales issues de l'activité volcanique" (THOURET J.C. *et al.*, 2007). Elle cherche à comprendre les interactions morphodynamiques complexes des processus de construction et de destruction, ainsi qu'à mesurer ces processus. La vitesse de l'érosion est en effet une préoccupation centrale de la géomorphologie.

Les travaux dans le domaine de la géomorphologie volcanique s'articulent généralement autour de trois thèmes :

1. Les structures, les formes et l'évolution des reliefs volcaniques

Il s'agit de tenter en premier lieu la reconstitution morphologique des paléo-édifices, en déterminant les grandes étapes de construction et de destruction. Les démarches stratigraphique et sédimentologique chronologique (les produits volcaniques résultant d'expulsion étant des marqueurs stratigraphiques efficaces en raison de la rapidité de leurs dépôts, LAGEAT Y., 1992), ou téphro-stratigraphiques (formes ou reliefs de déchaussement et d'inversion, dépôts témoins ou corrélatifs) pour une chronologie relative, sont mobilisées. Dans certains cas, cela permet d'estimer les taux de dénudation sur une période étendue, mais également d'appréhender l'influence du climat et d'autres facteurs volcaniques, tectoniques et environnementaux sur les rythmes d'érosion.

L'analyse morphologique (GARCIA-ZUNIGA F.F. *et al.*, 1998; PARROT J.F., 2007; NORINI G. *et al.*, 2004; SETA M.D. *et al.*, 2005; BISHOP M.A., 2009) et celle des formes de construction et de destruction, aboutissant à la reconstitution de l'histoire volcanologique, tectonique et climatique, concernent un grand nombre de région et tous les continents. L'étude des socles volcaniques (GODARD A., 1958; REFFAY A., 1985) et l'étude des littoraux volcaniques (BATTISTINI R., 1985; ETIENNE S. *et al.*, 2007) constituent également des champs de la géomorphologie volcanique.

2. Les processus, les budgets morpho-sédimentaires et les vitesses d'érosion

Cette orientation de recherche géomorphologique s'effectue sur les volcans actifs ou récemment actifs (sub-actif) avec des échelles spatiales allant de la parcelle au bassin versant et des durées par rapport à l'éruption plus ou moins éloignées. Les travaux hydro-volcano-géomorphologiques présentés précédemment s'intéressant précisément au réseau hydrographique entrent dans ce volet, auxquels il convient de rajouter les études sur les mouvements de matériaux sur les versants (THOURET J.C. *et al.*, 1984; MOMPÉLAT P., 1994; COLLINET J. *et al.*, 1996; NEMETH K., 2001; CHEN H. *et al.*, 2006; PAUDEL P.P. *et al.*, 2007; HILDENBRAND A. *et al.*, 2008,), de l'érosion agricole (GUYOT J.L. *et al.*, 1990; DE NONI G. *et al.*, 1990, 1998, 2001; RIJSDIJK A. *et al.*, 2007a et b), aux mouvements de masse de grande ampleur et leurs effets induits comme les avalanches de débris et les tsunamis (KARATSON D., 1999; NEHLIG P. *et al.*, 2001; PARIS R. *et al.*, 2001, 2005;

BOUDON G., 2002; PARROT J.F., 2007; YOSHIDA H. *et al.*, 2007a et b). La frontière de l'hydro-volcano-géomorphologique que nous proposons à l'intérieur de la géomorphologie volcanique est bien entendu une limite particulièrement floue et fluctuante en fonction de la vision et de la sensibilité de chacun. Cette zone d'interface se situe à l'intérieur du gradient où l'action de l'eau devient de moins en moins prédominante.

Certains de ces travaux permettent de proposer des taux de dénudation et des vitesses d'érosion sur des échelles de temps très variées (RUXTON B.P. *et al.* 1967; DE NONI G. *et al.*, 2001; NEMETH K., 2001; LAVIGNE F., 2004; PARROT J.F., 2007; LAJEUNESSE E., 2008...).

3. L'impact des éruptions, les aléas et les risques qui leurs sont liés

L'étude des facteurs de genèse, de transport et de mise en place des dépôts volcaniques, liés en partie aux dynamismes éruptifs constitue une démarche dynamique proche de la volcanologie physique (THOURET J.C., 1992) avec pour finalité identique une évaluation des risques volcaniques. Allant de l'histoire ancienne des volcans à la prospection de scénarios éruptifs (THOURET J.C., 1992) et utilisant les levés géomorphologiques et l'imagerie aérospatiale, les applications de la géomorphologie volcanique sont sans conteste dans l'évaluation et le zonage des aléas (VERSTAPPEN H.T., 1992) et l'évaluation du risque volcanique (VERSTAPPEN H.T., 1992, THOURET J.C., 1994, 2002; THOURET J.C. *et al.*, 1999; DAVOLI L. *et al.*, 2001, GAILLARD J-C. *et al.*, 2001; WALLENSTEIN N. *et al.*, 2005, 2007; GAILLARD J-C., 2008, SCHNEIDER J.L.; 2008...). La distinction entre les aléas hydro-volcano-géomorphologiques proposés en introduction et les aléas volcaniques directs (primaires) est assez franche même si le positionnement de certains phénomènes, comme les émanations de gaz, les lahars chauds et les explosions secondaires, demeurent à la lisière des deux approches.

Les rapports entre les hommes et les volcans dans l'histoire (BARDINTZEFF J.M., 1991; BERARD B. *et al.*, 2001, LAVIGNE F. *et al.*, 2006), mais également dans la préhistoire (RODOLFO K. S. *et al.*, 2008, NEALL V.E. *et al.*, 2008), apportent aussi des éléments de réponse pertinents dans les problématiques de la volcanologie en général et de la géomorphologie volcanique en ce qui nous concerne.

Il ne s'agit surtout pas d'opposer les deux approches car la géomorphologie volcanique est très liée à la volcanologie moderne (SIGURDSSON H. *et al.*, 2000) en y apportant sa contribution dans trois domaines (THOURET J.C., 1999, 2001) :

- la dynamique et les rythmes des processus volcano-morphologiques des appareils afin de reconstituer les formes de relief originelles ;

- les facteurs de contrôle (activité éruptive, tectonique, conditions environnementales) des processus de remblaiement, d'incision et de sapement dans les vallées, et ainsi évaluer

la réponse géomorphologique et hydrologique des bassins versants suite à leurs perturbations. Notre approche hydro-volcano-géomorphologique s'inscrit particulièrement dans ce domaine ;

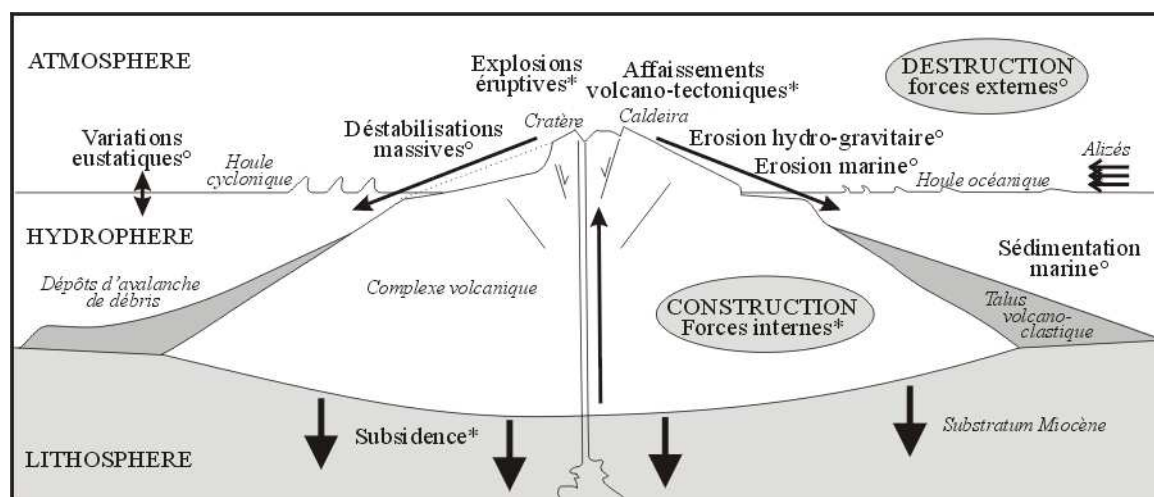
- les paramètres d'accélération, puis de décroissance lente de l'érosion afin d'estimer les budgets morpho-sédimentaires et les taux de dénudation de l'édifice.

1.1.1. La construction et la destruction des formes volcaniques

L'énergie considérable libérée par les éruptions fait du volcanisme un des grands mécanismes de la morphogénèse (PEULVAST J.P. *et al.*, 2001) et certainement un des plus spectaculaires. Les formes et reliefs volcaniques ont la particularité d'être éphémères en raison des taux de construction et de destruction rapide (LAVIGNE F., 2001) face à la majorité des autres milieux géologiques. D'un point de vue géomorphologique, les volcans interviennent également de manière indirecte par l'intermédiaire de la structure (TRICART J., 1968), tels les coulées fossilisées par des dépôts postérieurs, les intrusions magmatiques dans la croûte, les mouvements volcano-tectoniques...

Les phénomènes de destruction, essentiellement par érosion mais également, et c'est assez typique des milieux volcaniques, par explosion (figure 03). En théorie sur le long terme, les processus de construction l'emportent tant que le volcan reste actif.

Figure 03. La dynamique d'un volcan insulaire en milieu intertropical



Source : PARIS R. (2002) modifié

De même, l'érosion sera d'autant plus intense que la topographie s'éloigne des profils d'équilibre (profil de versant, profil en long du cours d'eau), ces derniers correspondant théoriquement à une égalité entre les apports de matériaux et leur transport (TRICART J.,

1977). L'érosion est ainsi directement contrôlée aussi bien par les éruptions que par la topographie qu'elle aura elle-même sculptée. Si ces exemples nous montrent la nécessité d'une vision globale, ils laissent également présager la mobilité d'importants volumes de matériaux.

1.1.2. Les formes et les reliefs volcaniques

1.1.2.1. Les processus aboutissant aux formes de construction originelle

Nous reprenons ici les grands principes utiles de la volcanologie pour comprendre les problématiques de la géomorphologie volcanique. Les précisions concernant les caractéristiques morphologiques et volcanologiques de la Montagne Pelée sont sommairement résumées au § 2.1 et des compléments d'information sont également consultables dans l'appendice 1.

La variabilité des constructions originelles volcaniques élémentaires s'explique essentiellement par les mélanges et les différenciations magmatiques variées et rapides dans la(es) chambre(s) magmatique(s), mais aussi par les conditions hydrogéologiques et climatiques de l'édifice, générant différentes dynamiques éruptives (DERRUAU M., 1958). On peut classer les modelés volcaniques primitifs sous forme de cônes simples ou complexes, de coulées plus ou moins étendues ou de champs de dépôts. La variabilité des formes dépend du type de matériaux éruptifs.

. **Les laves massives** sont sous forme de coulées, de dômes et d'aiguilles. Les coulées affleurent essentiellement dans le fond des vallées sur le cône de la Montagne Pelée, et les dômes au sommet de l'édifice.

. **Les matériaux pyroclastiques** résultent de processus conduisant à la fragmentation du magma. Ils sont représentés par les retombées aériennes (cendres, de lapilli et petites ponces) moulant le relief et par les coulées pyroclastiques (blocs de toutes tailles dans une matrice cendro-sableuse) qui ont tendance à être canalisées dans les vallées. Les coulées pyroclastiques sont généralement surmontées d'un nuage cendré. Elles constituent une part majoritaire des dépôts de la Montagne Pelée. 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) 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). La gravité et l'eau sont les moteurs principaux de

l'ensemble de ces phénomènes. Ces conglomérats se retrouvent insérés aussi bien dans des dépôts anciens de la Montagne Pelée, que dans ceux mis en place plus récemment.

Ces formes élémentaires s'accumulent pour former des édifices volcaniques plus ou moins complexes, allant du petit cône monogénique de scorie au grand complexe volcano-tectonique. Parmi les surfaces d'aggradation, celles volcaniques font partie des exceptions en ayant la particularité de ne pas constituer des surfaces sub-horizontales, mais avec un pendage prononcé vers l'extérieur (PEULVAST J.P. *et al.*, 2001).

1.1.2.2. Les formes structurales

Les formes dérivées structurales apparaissent du fait de la dissection de l'édifice volcanique qui exhume des reliefs enfouis. L'érosion est inégale essentiellement en fonction des contrastes lithologiques et de l'environnement tectonique et climatique.

Les surfaces d'aggradation en pente douce résultant de l'accumulation des coulées, mises en relief entre deux vallées rayonnantes, nommés "planèzes", sont considérées comme des cas de pseudo inversion de relief volcanique (TAZIEFF H. *et al.*, 1990). Ces plateaux monoclinaux en triangle, au sommet orienté vers le cratère, sont caractéristiques des grands volcans centraux polygéniques. Autour du cône sommital de la Montagne Pelée, les glacis d'accumulation sont particulièrement disséqués.

1.1.2.3. Les formes de destruction en constante évolution : l'érosion

Si le rythme et le volume des manifestations volcaniques jouent alors un rôle primordial dans le relief volcanique (TRICART J., 1968), les processus de destruction apparaissent eux aussi de manière presque instantanée mais en plus agissent en continu avec une intensité variable. Dans les formes de destruction, on peut différencier celles dont l'origine directe est l'activité volcano-tectonique et celles résultant de l'érosion. Ces formes sont en constante évolution vers une sorte de pénéplanation. Pour une durée standard d'un demi million d'années et plus, les processus de constructions (forces internes ; lithosphère) n'occupent que quelques pour cent du temps de vie d'un volcan actif (THOURET J.C., 1999), alors que l'érosion (forces externes ; atmosphère et hydrosphère) est un acteur relativement permanent. Ainsi, il est pas anodin de lire sous la plume de Jean TRICART, opposant au cycle davisien (DAVIS W.M., 1899) que celui-ci s'applique tout de même particulièrement bien sur les volcans (TRICART J., 1968).

Sur la Montagne Pelée, les formes de **destruction volcano-tectonique** sont représentées par :

- un **cratère** d'explosion au sommet ;

- une **caldeira sommitale** d'effondrement du sommet ;
- les **structures de déstabilisation**, résultant d'une formidable explosion (blast), correspondent à ce type de forme, mais aucune n'est formellement reconnue sur l'édifice.

Les formes **d'érosion** sont relativement communes à tous les massifs montagneux à l'exception des structures de déstabilisation en fer à cheval, résultat d'un mouvement gravitaire. Cet enchaînement de processus de destruction est contrôlé aussi bien par les facteurs bioclimatiques que par la résistance des matériaux. Cependant en milieu tropical humide, la dissection, tout comme l'altération, est si intense (TRICART J. *et al.*, 1965; PETIT M., 1990; DEMANGEOT J., 1999) que la structure initiale des dépôts volcaniques importe peu sur la sculpture morphoclimatique (TAZIEFF H. *et al.*, 1990). Tout comme les précipitations intenses, les activités sismiques et volcano-tectoniques favorisent également les processus de mobilisation de matériaux en masse. Les formes d'érosion sur la Montagne Pelée, dans un ordre décroissant de volume mobilisé, sont représentés par :

- trois **structures d'effondrement de flanc** en fer à cheval, emboîtées, résultant de glissements de terrain de grande envergure générant chacun une avalanche de débris ;
- des **falaises littorales** et les plates-formes de corrosion très marquées sur la côte atlantique et dans le canal de la Dominique;
- les **cicatrices des mouvements de terrain** qui marquent l'ensemble des versants pentus bordant le réseau hydrographique;
- les **processus d'incision linéaire** aboutissant à la formation de rigoles, très accentués sur les versants sous le vent, pentus et riches en cendres volcaniques ;
- La **météorisation** des matériaux volcaniques jusqu'à la formation d'un sol, très rapide en altitude en raison d'une humidité constante.

1.1.3. Les rythmes de la morphogénèse sur les stratovolcans en milieu intertropical

En raison de la multiplicité des processus de construction et de destruction, les édifices volcaniques sont très divers tant par leur morphologie que par leur lithologie. Notre travail porte sur la Montagne Pelée, un volcan central polygénique : un strato-volcan, dans le sens où il est formé d'accumulations empilées en strates qui évoluent en monoclinale (TRICART J., 1968), ou un cumulo-volcan par le fait qu'il est également constitué d'une accumulation de dômes de lave, de coulée de lave acide entourée de projections vulcaniennes, de dépôts pyroclastiques, lahariques ou ponceux (DERRUAU M., 1958), mais aussi de dépôts volcano-sédimentaires (KIEFFER G., 1971).

Les profils de flanc d'un édifice comme la Montagne Pelée peuvent généralement se découper en trois sections (DERRUAU M., 1958) :

- une **section amont**, proche du cratère où les matériaux sont projetés mais aussi descendent par gravité pour former un talus d'éboulis d'une pente d'équilibre d'environ 35° (60%) mais qui dépend aussi de la répartition des points d'impact (DERRUAU M., 1984). Le profil est convexo-concave. La présence des deux dômes au sommet de la Montagne Pelée accentue la déclivité du cône.

- une **section intermédiaire**, formant des plateaux d'accumulation en pente douce (10%), constitués de lave, de coulées pyroclastiques ou de coulées de boue et entaillés par des vallées rayonnantes. Les processus d'aggradation, d'érosion, de stockage et de transport sont en compétition, tant que le volcan est en activité.

- une **section aval** aux pentes très faibles, résultant de l'alluvionnement fluvial sous forme d'étroites plaines alluviales (côte caraïbe uniquement) ou de cône de déjection torrentiel (la grande majorité des embouchures). Les processus de sédimentation ne sont pas exclusifs si le rivage est proche, comme c'est souvent le cas pour les volcans insulaires. Ces derniers, en milieu intertropical maritime mais non protégés par des récifs coralliens, sont en effet largement attaqués par les houles océaniques générées par les cyclones tropicaux (PAGNEY F., 2007).

Sous un climat tropical humide, la spécificité de la morphogénèse dans les terrains volcaniques est illustrée par une érosion physique linéaire si intense que les dépôts sont excavés en canyon par les eaux courantes (TRICART J. *et al.*, 1965) sans vraiment tenir compte de la structure (TAZIEFF H. *et al.*, 1990). Affouillant tout d'abord les dépôts les plus récents et donc sur des dépôts pyroclastiques les plus meubles, le réseau hydrographique s'inscrit très facilement par surimposition (LAVIGNE F., 2001). Les lahars sont des agents morphogènes prédominants en milieu intertropical en raison des averses de très forte intensité, façonnant des versants fluvio-volcaniques (VERSTAPPEN H.T., 1994, LAVIGNE F. *et al.*, 2000). La morphogénèse s'illustre également par un fort degré d'activité des mouvements de terrain, résultat de la conjonction de plusieurs facteurs concordants comme la faible résistance aux cisaillements des matériaux pyroclastiques, leur météorisation, leur altération hydrothermale, les précipitations intenses et la sismicité forte et fréquente (MORA S.C. *et al.*, 1994, WALLENSTEIN N. *et al.*, 2007).

Une érosion hydro-climatique exacerbée en milieu volcanique insulaire intertropical

Les milieux volcaniques sont d'excellents laboratoires géomorphologiques à ciel ouvert. Ils possèdent de nombreux atouts. Les processus de construction peuvent être considérés comme instantanés et génèrent des reliefs très marqués, fait de matériaux souvent fragiles,

sensibles à l'érosion, et avec une structure complexe fragilisant souvent l'édifice. De plus, chronologiques, les phases de constructions sont d'excellents marqueurs spatio-temporels et fourmillent d'indices tant pour la reconstitution de l'histoire géologique, que pour la compréhension des processus à des échelles spatiotemporelles plus réduites.

L'érosion, déjà très marquée en raison des facteurs physiques favorables, se trouve encore accentuée sous certaines conditions environnementales (tectoniques, climatiques, hydrologiques) et s'exprime de façon très diversifiée. En raison de l'agressivité du climat, du caractère insulaire et du contexte géodynamique actif, l'érosion des stratovolcans d'arc en milieu tropical est débridée.

Dans ces conditions, où les facteurs endogènes et exogènes conjuguent leurs effets pour générer une activité morphogénique très dynamique, ces stratovolcans d'arc en milieu tropical répondent opportunément à la demande d'une recherche rentable, visible et à court terme, alors que le domaine de la géomorphologie, par définition, ne s'y prête guère. De nombreuses recherches géomorphologiques, en relation avec le réseau hydrographique s'y déroulent et notamment aux Antilles (LAJEUNESSE E., 2008), en Indonésie (THOURET J.C. *et al.*, 2007; LAVIGNE F., 2001), aux Philippines (DAAG S.A., 2003), au Japon (YAMAKOSHI T. *et al.*, 2005, 2007)....

1.2. L'hydro-géomorphologie des cours d'eau volcaniques en milieu intertropical

Le ruissellement sur les édifices volcaniques

Il est commun de considérer les dépôts volcaniques comme très perméables en raison de leur nature poreuse, fissurée et non cohérente ; le ruissellement superficiel sur les édifices se limitant aux averses d'intensités exceptionnelles, supérieures aux capacités d'infiltration des dépôts (TAZIEFF H. *et al.* 1990). Cependant, des facteurs bioclimatiques, météorologiques, hydrogéologiques et lithologiques offrent une variabilité de cas quant au fonctionnement hydrologique des talwegs descendant du volcan (BARCELO A., 1996). Le ruissellement s'accélère généralement avec le temps, en relation avec la formation de sols argileux moins filtrants, ce qui ne signifie pas nécessairement le déblaiement accru des matériaux.

Selon son ordre hiérarchique (STRAHLER A.N., 1952), le réseau hydrographique est constitué de rigoles, de ravins, de torrents à lit fixe, puis mobile quand la pente s'adoucit, et de rivières torrentielles pour les plus grands bassins versants (MEUNIER M., 1999). Les cours d'eau peuvent également être nommés "*barrancos*" en milieu volcanique et sont couramment dénommés "*ravines*" à la Martinique. Les principales vallées qui dissèquent un

volcan sont issues de l'évolution des petites ravines qui coulaient avant même la fin des éruptions (KIEFFER G., 1971).

1.2.1. Les torrents, leurs variables d'ajustement et leur profil d'équilibre

L'eau ruisselant sur les pentes des volcans a deux types d'action : elle creuse en s'encaissant dans les dépôts ou remblais les lacs et les piémonts (TAZIEFF H. *et al.*, 1990, DERRUAU M., 1984). A l'échelle de l'édifice volcanique, le réseau est radial et à l'échelle du bassin versant, en raison de sa relative jeunesse, il possède une géométrie parallèle généralement peu hiérarchisée. Le torrent volcanique est un organisme court, à forte pente. Les débits sont saccadés, avec un débit de base réduit ou même "sec" et des crues soudaines dont les écoulements peuvent déborder et divaguer à l'aval quand la pente s'adoucit.

Les torrents, et ceux du massif de la Montagne Pelée en particulier sont composés de trois entités aux dynamiques différentes (SURELL A., 1841; DERRUAU M., 2002) :

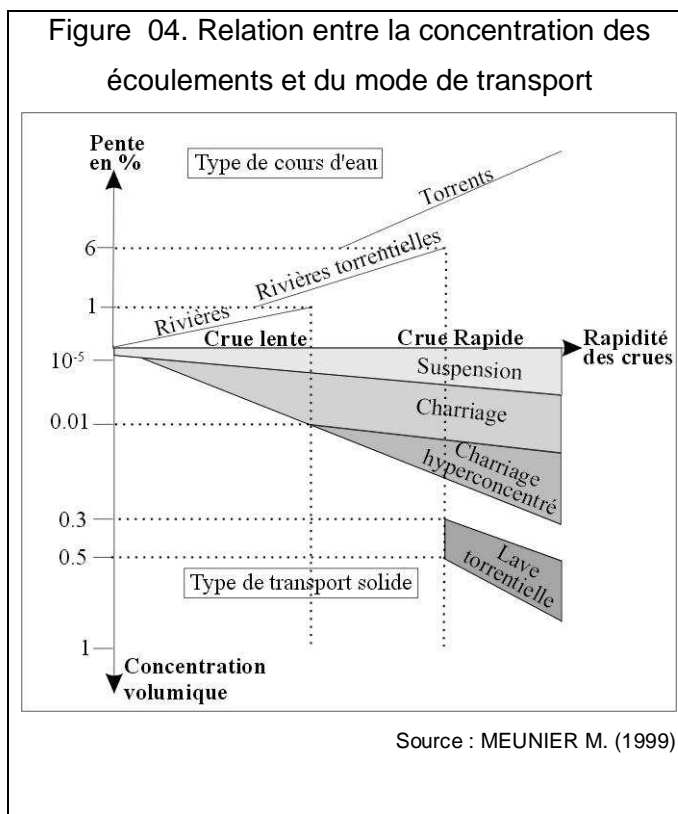
- un **bassin de réception**, le plus souvent à la forme d'un entonnoir, parcouru d'une multitude de drains formant une aire d'érosion active. La particularité des bassins de réception en milieu volcanique se traduit généralement par une érosion très active qui peut les faire évoluer en véritable cirque d'érosion aux parois abruptes (HAURIE J.L., 1987; THOURET J.C., 1999; PARIS R. *et al.*, 2001) ou à ébrécher un flanc du cratère jusqu'à capturer ses eaux de drainage (TRICART J., 1968; THOURET J.C., 2001). Si ces situations ne se présentent pas sur notre cas d'étude, les eaux de drainage des deux caldeiras sommitales se déversent dans trois bassins versants différents dont les exutoires se situent tous en mer des Caraïbes.

- un **chenal d'écoulement** pauvre en affluents et zone de transit des matériaux. Ainsi les phases d'atterrissement se succèdent aux phases d'érosion et la géométrie du lit est très variable, avec des ruptures de pentes, des rétrécissements, des embâcles... (TRICART J., 1978; NAKAMURA F. *et al.*, 1993). Une particularité marque les chenaux d'écoulement en milieu volcanique. Sur une période étendue, leur pente reste théoriquement identique : à **l'équilibre** si, bien entendu, les conditions environnementales restent inchangées. Sur un volcan, ces conditions étant régulièrement perturbées (apports de matériaux, altitude du sommet variable, modifications morphologiques...), cette notion d'équilibre représente plus un état vers lequel le cours d'eau cherche à tendre par incision, qu'une pente invariable réellement à l'équilibre.

- un **cône de déjection**, quand la pente du torrent diminue brutalement. C'est une zone d'aggradation en forme d'éventail où le lit s'exhausse naturellement, ce qui favorise lors

des crues la divagation des eaux se déversant dans une position adjacente inférieure (DERRUAU M., 2002). Les torrents oscillent donc naturellement sur leur cône. Les cônes de déjection des torrents de la Montagne Pelée constituent également les embouchures.

Le travail d'un torrent consiste donc à creuser, transporter puis déposer. L'intensité des phénomènes dépend avant tout de la puissance de l'écoulement, mais également de la pente et la lithologie qui fournit les matériaux mobilisables (résistance et granulométrie). Globalement, les caractéristiques générales (physiques, géologiques et bioclimatiques) de la Montagne Pelée favorisent davantage l'arrachage des matériaux et leur transport (figure 04) vers les fosses océaniques que la sédimentation sur les rares cônes de déjection ou plaines littorales.



Les matériaux sont prélevés aussi bien dans les stocks alluviaux disponibles dans le lit, en bordure de lit (colluvion, talus d'éboulis), mais également par abrasion du substratum par les matériaux transportés eux et sur les versants par ravinement.

Les cours d'eau présentent une **capacité maximale de transport** qui varie avec l'intensité des écoulements et la pente (MEUNIER M., 1991). Si la concentration de matériaux est supérieure à cette capacité maximale de transport, les sédiments en excès se déposent, augmentant la pente et, par conséquent, la puissance brute du cours d'eau (DERRUAU M., 2002). A l'inverse, quand cette capacité maximale n'est pas atteinte, il y a susceptibilité d'érosion du lit et donc la diminution de sa pente et de la capacité de transport.

Ainsi, sur un cours d'eau ne subissant pas de perturbations, un équilibre s'instaure entre le débit solide à évacuer, le débit liquide, la taille des matériaux et les caractéristiques géométriques du tronçon (SINHA S.K. *et al.*, 1996). Les trois premiers paramètres étant définis par le bassin versant, c'est finalement les caractéristiques géométriques du lit mineur (pente, largeur, profondeur et forme) qui permettent au cours d'eau d'ajuster sa capacité de transport solide aux quantités de matériaux fournis. Cet équilibre n'est pas fixe et la moindre

crue peut venir le perturber partiellement et localement, par érosion ou par atterrissement. C'est la "**respiration**" du lit. Ces variations morphologiques du lit seraient le résultat de structures morfo-dynamiques autonomes, nommées "dune torrentielle" (KOULINSKI V. 1993, dans MEUNIER M., 1999).

Toujours à l'échelle du tronçon, et sur des cours d'eau ne subissant pas de perturbation, lors de la décrue, quand le débit diminue, le cours d'eau ne peut plus transporter autant de matériaux, et le transport solide devient sélectif : seuls les plus petits matériaux sont mobilisés. Il se crée ainsi un tri granulométrique à la surface du lit : le **pavage** du lit. Cette armure de grains grossiers (RAMEZ P. 1995) devient résistante et constitue une carapace en surface. Elle protège de l'érosion du lit et accroît sa stabilité. Cependant, sa rupture lors des crues exceptionnelles provoque des modifications morphologiques importantes et des écoulements concentrés. Le pavage intervient surtout dans les cours d'eau où il y a un déficit de l'apport solide par rapport au potentiel de transport.

De même, à l'échelle de l'ensemble du cours d'eau et sur des plus grandes durées, le profil en long des cours d'eau, concave vers le ciel, est le résultat de différents processus (DERRUAU M., 2002; SINHA S.K. *et al.*, 1996) qui participent à l'équilibrage par la pente afin qu'il n'y ait ni creusement, ni accumulation, mais simplement transport de la charge à évacuer : c'est le **profil longitudinal d'équilibre** théorique. Ce concept est difficilement applicable sur les cours d'eau volcaniques car certaines situations, et les éruptions volcaniques en premier lieu, viennent forcer tous les processus d'équilibrages hydro-géomorphologiques que l'on rencontre dans les cours d'eau moins radicalement perturbés. Les modifications environnementales bio-géologiques, morphologiques et hydrologiques générées par les apports volumineux de matériaux des éruptions viennent troubler ces équilibres, exacerbant ainsi les processus de transport solide.

Egalement, à l'échelle du cours d'eau et des millénaires, mais cette fois de manière plus ou moins indépendante des manifestations volcaniques, le **niveau de base** (au dessous duquel un cours d'eau ne peut plus s'enfoncer) est très sensible aux variations du niveau marin. La remontée généralisée du niveau de base depuis la dernière période glaciaire, fait que les tronçons aval des cours d'eau sont peut-être encore en dessous de leur profil d'équilibre (DERRUAU M., 2002) et en phase d'aggradation. Il faut noter que des niveaux de base intermédiaires, qu'ils soient naturels ou anthropique, peuvent également perturber le profil longitudinal. Un lac, une confluence pour un collecteur, un barrage, une route et, bien entendu, des matériaux volcaniques venant barrer une vallée (PASTRE J.F., 2001) sont d'autant d'éléments ponctuels perturbateurs de l'ensemble du profil longitudinal avec généralement aggradation en amont et érosion à l'aval de la perturbation. Ces cas se rencontrent tout autour du massif.

A la fois acteur actif et passif, le charriage est donc un élément fondamental dans la dynamique de la morphogenèse du réseau hydrographique, mettant en jeu des mécanismes d'action et de rétroaction. Sur un volcan actif, les équilibres sont continuellement perturbés par les modifications topographiques, les apports massifs de matériaux, et, nous l'avons vu précédemment, par une érosion exacerbée.

1.2.2. L'impact des éruptions sur le réseau hydrographique : le jeu de l'incision

Les cours d'eau drainant les édifices volcaniques, particulièrement juvéniles et nombreux, par rapport aux cours d'eau continentaux, n'ont généralement pas encore atteint leur profil d'équilibre. L'incision leur permet d'y tendre.

Le volcanisme perturbe l'écoulement et l'organisation des réseaux hydrographiques par plusieurs processus (LARUE J.P., 1992) :

- les déformations tectoniques et les modifications morphologiques que le volcanisme engendre (par les caldeiras d'avalanche par exemple);
- les coulées de laves (massives ou pyroclastiques) qui obstruent les vallées en y accédant, puis les comblent et barrent les vallées affluentes, comme les dépôts de 1902 et 1929 ;
- l'augmentation de la charge du cours d'eau, résultant de l'abondance des matériaux mobilisables. Ces derniers comprennent les retombées sur les versants mais également les coulées pyroclastiques et les lahars dans les talwegs. Il en résulte d'épaisses sédimentations alluviales. Les cours d'eau majeurs du massif présentent ce genre de formation, datant de 1902 ;
- la modification des conditions climatiques et hydrologiques issue à court terme des aérosols et des particules fines projetées dans l'atmosphère et des crues d'origine non pluviale (vidange d'aquifère, vidange de lac...), mais, également à plus long terme, par les reliefs surgis (comme les deux dômes de 1902 et 1929) qui agissent sur la température et la pluviométrie.

D'une surface plate, avec une pente plus ou moins prononcée, le réseau hydrographique prend naissance par incision, pour d'abord creuser son lit, puis sculpter des versants et former une vallée. L'érosion creuse tout d'abord les dépôts volcaniques verticalement pour former des gorges étroites, qui auront d'autant plus de difficultés à s'élargir que les matériaux sont cohérents et perméables (DERRUAU M., 1958). Puis le réseau se hiérarchise au cours du temps, à l'avantage d'une ravine plus active que ses voisines. Cet avantage ne fait que

s'amplifier et le réseau de la ravine conquérante s'étend de proche en proche (DERRUAU M., 1958, 2002; INBAR M. *et al.*, 2001) par captures et déversements. En s'enfonçant dans les dépôts neufs, le cours d'eau peut rencontrer la roche sous-jacente et la sculpter par surimposition. L'inadaptation est alors très fréquente (LAVIGNE F., 2001). Les exemples se succèdent sur le massif de la Montagne Pelée mais également sur les autres massifs volcaniques anciens de l'île.

A une autre échelle temporelle bien plus grande, l'incision verticale des vallées varie énormément sur des laps de temps "courts" et sur des espaces réduits (LARUE J.P., 1992). Elle peut être commandée par la tectonique, la position relative de l'édifice par rapport aux autres blocs lithosphériques environnants, les conditions climato-environnementales et, en moins grande mesure, par la nature lithologique (TAZIEFF H. *et al.* 1990; NEMETH K., 2001, LARUE J.P., 1992). Cependant, entourés d'eau, l'incision des cours d'eau du massif de la Montagne Pelée sur le très long terme est avant tout contrôlée par le niveau marin.

Le volcanisme intervient comme un facteur de contrôle direct, quand il forme des barrages au fond des vallées (PASTRE J.F., 2001). Les barrages laviques constituent des obstacles majeurs aux écoulements solides. En amont de la retenue, la dépression se comble par sédimentation fluvio-lacustre et inversement, à l'aval, la pénurie de sédiments contraint le cours d'eau à puiser dans son stock et ainsi accélérer son incision (LAVIGNE F. 2001). Une plaine juxtaposée au massif de la Montagne Pelée constitue un très bel exemple (Appendice 5, § A5-1.6.1), intervenu il y a environ 25 000 ans. Le cours d'eau a besoin du rétablissement des flux alluviaux, donc que la retenue soit entièrement comblée de sédiments, pour éroder et démanteler le barrage par des processus d'abrasion (PASTRE J.F., 2001). Leur démantèlement est d'autant plus rapide que le barrage est composé de matériaux non cohérents ou qu'il comporte des discontinuités exploitables par érosion linéaire. Ainsi, s'ajoutant à l'impact direct des barrages laviques, la sédimentation fluvio-lacustre et les apports sédimentaires considérables lors du démantèlement de ces barrages sont également des facteurs de perturbations majeures dans l'incision verticale. Cette dernière est donc largement freinée lors d'épanchement de coulées laviques dans les vallées. Quand les coulées progressent dans le talweg, le ruissellement ultérieur peut s'installer sur les dépôts en les incisant ou se situer sur un côté au contact avec le flanc de la vallée, ou encore se dédoubler de part et d'autre. On rencontre ces cas dans les deux vallées ayant été atteintes par les deux dernières éruptions majeures (1300 B.P., et en 1902).

Enfin, chaque éruption intervient également plus ou moins directement dans le transport solide du réseau hydrographique, par les matériaux déversés directement dans certaines vallées de l'édifice, mais également par les retombées sur les flancs. En effet, il est convenu de considérer que les matériaux éruptifs pyroclastiques des versants commencent à s'éroder

immédiatement après leur mise en place. Les débris végétaux, et notamment les forêts entièrement couchées par le souffle de l'éruption, participent également au remodelage du lit des cours d'eau (NAKAMURA F. *et al.*, 1993; LISLE T.E., 1995).

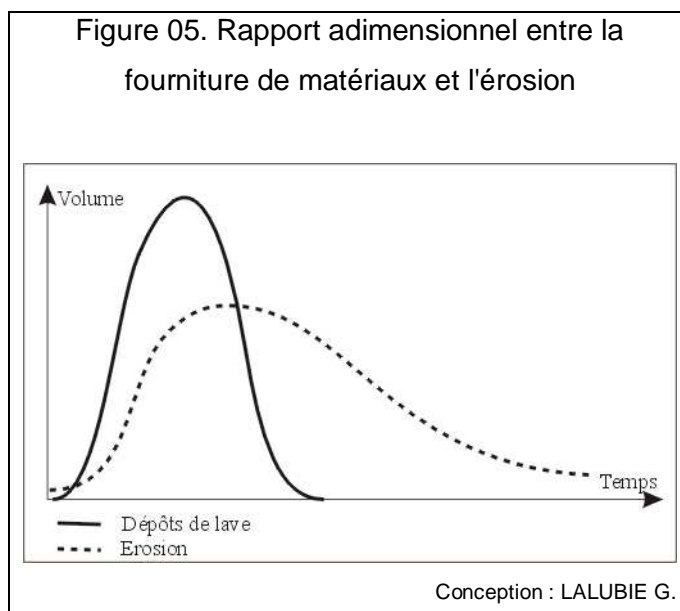
L'érosion remobilise la majorité des dépôts pour diminuer plus ou moins rapidement et redevenir à des taux usuels (figure 05), quelles que soient les échelles temporelles considérées.

Pour faire simple, plusieurs années pour une éruption pyroclastique (LAVIGNE F., 2001; INBAR M. *et al.*, 2001; MAJOR J.J., 2003; ADICARI Y. *et al.*, 2005; YAMAKOSHI T. *et al.*, 2005; OGAWA Y. *et al.*, 2007), quelques dizaines de millénaires pour la disparition d'une majorité des dépôts meubles (PEULVAST J.P. *et al.*, 2001), quelques centaines de milliers d'années pour creuser des vallées ouvertes

(PEULVAST J.P. *et al.*, 2001; THOURET J.C., 1999) et quelques millions d'années pour la disparition d'un cône (DERRUAU M., 2008).

Ces délais sont naturellement très variables en fonction des volumes déposés, des conditions bioclimatiques et de la morphologie de l'édifice. Cependant, dans les lits des cours d'eau, on ne connaît pas le délai nécessaire à l'évacuation de l'ensemble de ces apports éruptifs et instantanés pour un retour vers le profil d'équilibre. De même, nous ignorons la contribution de l'activité sismique, par les mouvements de terrain induits, sur l'alimentation des stocks alluviaux (MEUNIER M., 1999; BALANDIER J., 2008). Pour les bassins versants concernés par les grands mouvements de terrains actifs, balafrant les cônes et provoquant des lahars, les lits subissent également une respiration très ample au même rythme que l'activité du mouvement de terrain, avec un petit décalage dans le temps. L'incision du cours d'eau volcanique est donc souvent interrompue et l'excès de matériaux mobilisables impose des profils longitudinaux pentus jusqu'au cône de déjection, et parfois l'absence de celui-ci, notamment pour les édifices insulaires quand la bathymétrie est prononcée.

Ainsi, les cours d'eau des volcans doivent à la fois, creuser leur lit et leur vallée, évacuer les matériaux éruptifs et les matériaux d'une érosion débridée. Le transport solide, aussi bien en suspension que par charriage, y est donc exacerbé en raison d'une disponibilité accrue de



matériaux. Il se traduit par des phénomènes hydro-géomorphologiques que l'on rencontre certes dans tous les massifs montagneux, mais avec une expression plus forte et une fréquence plus élevée sur les volcans.

1.2.3. Les phénomènes hydrologiques et gravitaires en relation avec la concentration en solide

Ce transport solide important, générant une activité morphogène active s'exprime essentiellement pendant des écoulements exceptionnels (TRICART J., 1977), allant des crues torrentielles d'eau "claire" (MEUNIER M., 1999) pour les flux les moins chargés, aux avalanches de débris pour les écoulements les plus concentrés.

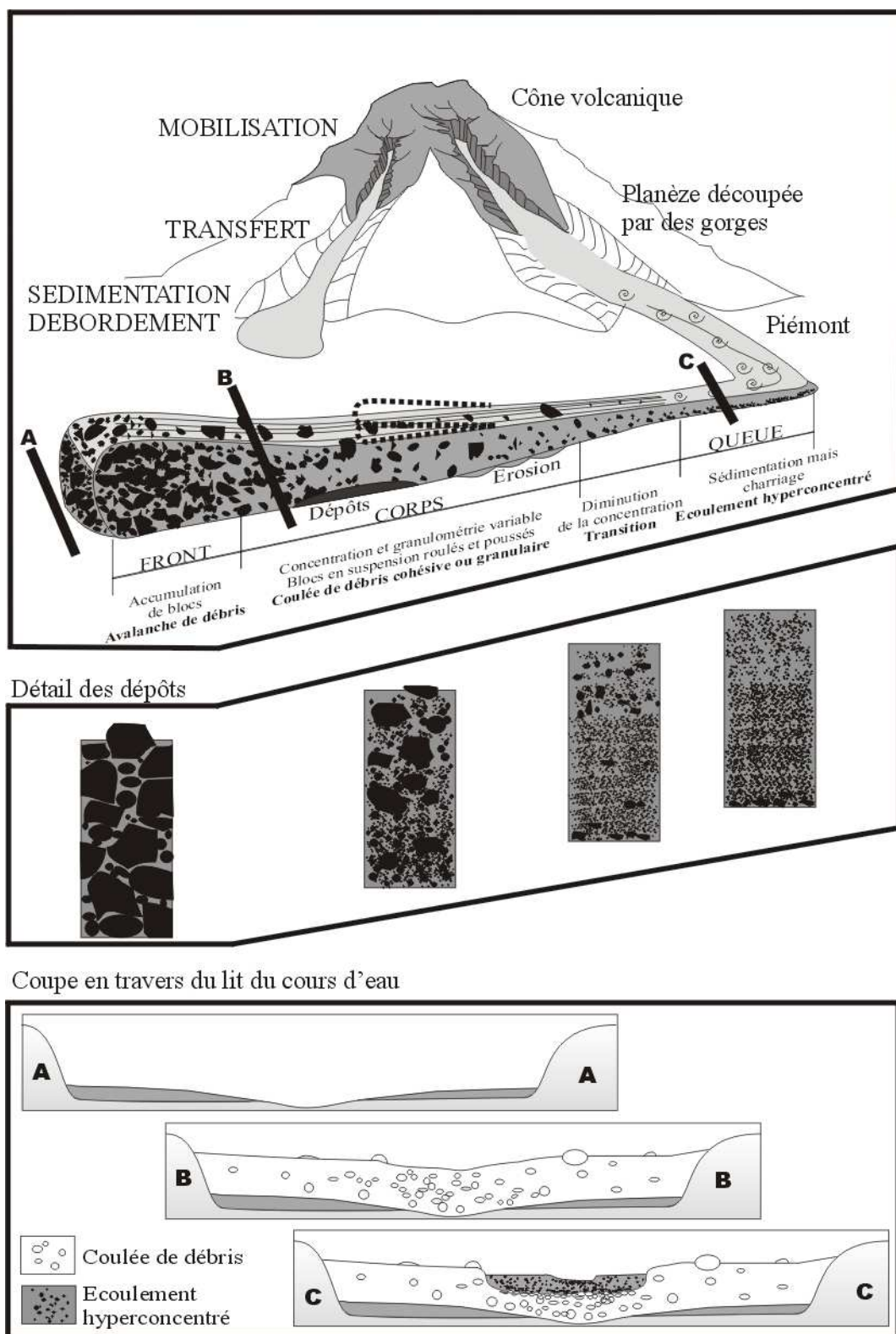
Comme dans tous les torrents de montagne, les **crues** en milieu volcanique sont soudaines et puissantes. En raison notamment de la charge solide transportée, les crues laissent des formes d'incision ou d'atterrissement dans le lit, mais aussi des cicatrices d'affouillement au pied des versants faisant office de berges. Sur les dépôts volcaniques très perméables, le ruissellement est rare et seules les précipitations exceptionnelles génèrent des écoulements, rappelant par ce caractère hydrologique le comportement des oueds (CHEBBANI R. *et al.*, 1997; BOUROUBA M., 1998). Le stock de matériaux disponibles permet généralement aux cours d'eau d'être à pleine capacité de transport (MEUNIER M., 1999). Sur le cône de déjection, généralement anthropisé en raison d'une topographie plus douce que sur les pentes du volcan (PAGNEY F., 1994), la charge solide se dépose partiellement et favorise la divagation des écoulements (TRICART J., 1977). C'est sur les cônes de déjection que se produisent les principaux troubles relatifs aux crues.

Les **écoulements hyperconcentrés** se traduisent par une phase liquide, concentrée en matériaux fins, mais insuffisamment pour provoquer une émulsion colloïdale (COUSSOT P. *et al.*, 1997). Les particules et les matériaux grossiers sédimentent, mais la turbulence du flux les déplace par charriage, roulage et saltation. La concentration en solide varie de 20 à 60 % (LAVIGNE F. *et al.*, 2000). Les écoulements hyperconcentrés ont une compétence, un pouvoir abrasif et des volumes de matériaux mobilisés accrus par rapport aux crues d'eau claire. En milieu volcanique explosif intertropical, et notamment lors du déblaiement des matériaux éruptifs, les lahars pauvres en argile et relativement dilués par les précipitations tropicales n'auraient pas réellement de cohésion (LAVIGNE F. *et al.*, 2004) et s'apparenteraient le plus souvent à des écoulements hyperconcentrés. Ils sont

Une **lave torrentielle**, nommée **lahar** en milieu volcanique, est un écoulement résultant d'un mélange d'eau riche en matériaux fins, pour constituer une émulsion argilo-sableuse (la matrice). Cette matrice transporte en suspension des grains de toutes les tailles : des graviers aux blocs plurimétriques. La concentration en solide dépasse 60 % en volume. Les lahars sont généralement contaminés par des débris végétaux, et toutes sortes d'objets situés auparavant près du cours d'eau (PIERSON T.C. *et al.*, 1998). Ils s'écoulent sous forme de bouffées successives. La concentration en solide est un gradient allant du front de la coulée le plus concentré, à sa queue la moins concentrée (figure 06). Si les mécanismes d'écoulements diffèrent en fonction de la concentration en matériaux, leur dynamique est également contrôlée par la teneur en particules fines colloïdales (LAVIGNE F. *et al.*, 2000; COUSSOT P. *et al.*, 1997). Les coulées sont cohésives si la présence d'argile dépasse au moins 10 % et non cohésives à des taux plus faibles (COUSSOT P. *et al.*, 1997). En milieu volcanique relativement jeune, peu altéré, les lahars sont essentiellement non cohésifs (LAVIGNE F. *et al.*, 2000). Les lahars peuvent se propager dans les plaines sur des pentes presque nulles. Le fort pouvoir érosif des coulées (SELBY M.J., 1993), leur compétence (TRICART J., 1977) et les volumes de matériaux mis en jeu procurent aux lahars un pouvoir morphogène considérable : l'**agent d'érosion principal** en milieu tropical (LAVIGNE F. *et al.*, 2000). Les lahars ne se produisent pas uniquement pendant et après les éruptions ; ils sont "non éruptifs" lorsqu'ils prennent naissance à la suite de mouvements de terrain de grande ampleur (LAVIGNE F. *et al.*, 2000).

Les **avalanches de débris** possèdent des concentrations en matériaux grossiers telles qu'elles se rapprochent des chutes de matériaux. La matrice boueuse est très peu présente. En raison d'une capacité de propagation limitée aux fortes pentes, les avalanches de débris prennent naissance essentiellement dans les bassins de réception sur le cône de l'édifice volcanique et s'arrêtent dans le chenal d'écoulement des torrents. Quand l'avalanche de débris est la conséquence d'un effondrement de flanc gigantesque, la coulée très vélocité respecte peu le relief (LIPMAN P.W. *et al.*, 1981).

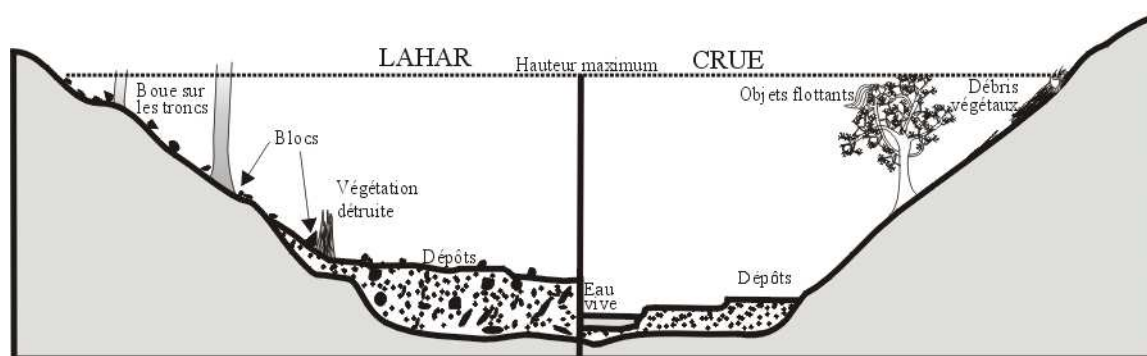
Figure 06. Les lahars et leurs dépôts



Source : PIERSON T.C. *et al.* (1998), COUSSOT P. *et al.* (1997)

Ces écoulements, à la fois agent de transport et agent d'érosion par abrasion mêlant intimement l'eau, les matériaux volcaniques et la gravité, se manifestent sous forme de crises, essentiellement pendant les éruptions et durant des épisodes hydro-météorologiques intenses. Dans le lit des cours d'eau, les effets morphogènes, et généralement leurs dégâts induits, dépendent de la concentration en matériaux des écoulements (figure 07).

Figure 07. Les différences morphologiques après le passage d'une crue ou d'un lahar



Source : PIERSON T.C. *et al.* (1998)

Les alluvions mobilisées finissent par sédimer sur les piémonts, les cônes de déjection et les plaines au pied des volcans. Cette aggradation saccadée, mais constante, favorise les processus de divagation des cours d'eau. Sur les volcans insulaires, une part variable de sédiments rejoint les fosses océaniques sans être stockée temporairement dans le lit du cours d'eau ou sur la plaine littorale.

Evacuer le plus de matériaux, à tout prix

L'hydro-géomorphologie volcanique est donc une affaire de transport de matériaux. Transport de matériaux pour tendre vers la pénélplanation des reliefs, pour retrouver un profil d'équilibre après avoir été perturbé par les éruptions et pour évacuer les matériaux instables sur les versants. Les processus d'érosion et de sédimentation exacerbés créent des désordres multiples pour les enjeux présents proches des cours d'eau quand la pente s'adoucit, et même sur les versants (LAVIGNE F., 2001 ; cas de la Rivière Roxelane à Saint-Pierre). Ces aléas naturels hydro-volcano-géomorphologiques représentent une réelle contrainte récurrente sur les volcans actifs. Devenues moins fatalistes et de plus en plus protectrices depuis la fin du XX^e siècle, les sociétés tentent de réagir et de s'organiser contre ces risques, avec bien évidemment des disparités importantes en relation avec leurs caractéristiques socioculturelles, économiques et organisationnelles (D'ERCOLE R., 1994).

1.3. La gestion des risques hydro-volcano-géomorphologiques

Le volet applicable de la géographie

La géographie des risques regroupe actuellement un très large éventail de types de risques, dont de nouveaux apparaissent continuellement avec l'évolution de la société (VEYRET Y., 2004). La science du risque, nommée "cindynique", étudie les interactions entre le système naturel, le système social et les réponses opérationnelles face aux risques. C'est une science largement pluri- et interdisciplinaire, aux approches socio-spatiales de l'organisation et du fonctionnement de la Terre. La géographie ne pouvait que s'intéresser à cette problématique. De plus, la géographie des risques dits "naturels" réconcilie la géographie physique centrée sur l'aléa et la géographie humaine centrée sur la vulnérabilité des enjeux. Appliquée, la géographie du risque devient même une science d'ingénierie et d'expertise, ce qui n'est pas donné à l'ensemble des travaux de cette riche discipline.

La géographie des risques, et particulièrement du risque inondation, est également en pleine effervescence. En France, la médiatisation de la multiplicité des catastrophes liées à l'eau, depuis plus de 20 ans, a permis une prise de conscience et la mise en place, d'une part de nombreuses études ou expertises scientifiques et, d'autre part, des procédures permettant de limiter les risques. Avec deux décennies de recul et des catastrophes qui continuent à se succéder, les retours d'expériences permettent de remettre en cause le travail jusque-là effectué, aussi bien en matière de prévention qu'en matière de gestion de crise (GUITON M., 1998; VINET F., 2003; SCARWELL A.J. *et al.*, 2004; VINET F. *et al.*, 2005; LEDOUX B., 2006...).

1.3.1. La géographie des risques et ses concepts en plein débat

La géographie des risques fait intervenir différentes notions spécifiques (DUPONT Y., 2007) que l'on peut rappeler, afin d'en préciser leurs notions.

- L'**aléa** est le **phénomène** qui engendre un danger potentiel (THOURET J-C. 2002). Il possède une probabilité d'occurrence spatio-temporelle pour une intensité donnée (LEONE F. 2002). Nos travaux portent sur les aléas provenant des cours d'eau et des eaux de ruissellement.

- Les **enjeux** représentent la **valeur** des éléments et des ressources du territoire (THOURET J-C. 2002). Les enjeux correspondent alors aux personnes, aux biens, aux activités économiques et aux fonctions de l'espace considéré. La valeur calculée de ces enjeux est très relative car elle doit prendre en compte des facteurs sociologiques (culturels, patrimoniaux, identitaires, politiques...) évoluant dans le temps (LEONE F. et al, 2006b). En Martinique, le montant des enjeux menacés plus ou moins directement est théoriquement

proportionnel à son IDH: le plus élevé du Bassin caraïbe (GODARD H. *et al.*, 2003). Notre objectif qui consiste en la réduction de l'endommagement des enjeux par la prévention, est donc d'autant plus pertinent qu'il concerne ce territoire sous tutelle.

- La **vulnérabilité** est la sensibilité à l'**endommagement** des facteurs de peuplement qui représentent des enjeux (THOURET J-C. 2002, LEONE F., 2007). Longtemps sous-estimée, la vulnérabilité s'impose comme un facteur primordial dans la gestion des risques (D'ERCOLE R., 1994; LEONE F. *et al.*, 2006b). Elle comprend à la fois les vulnérabilités individuelle, technique et économique, la valeur du patrimoine, le niveau d'organisation et d'équipement des pouvoirs publics. La vulnérabilité dépend aussi de la réaction comportementale des populations. Cette dernière est le résultat de variables socio-cognitives (culturelles), socio-économiques et conjoncturelles (logistique disponible, moment de l'impact...) qu'il est important de connaître pour une gestion des risques et ainsi éviter les blocages et les incompréhensions aussi bien avant, pendant, qu'après la crise (MORA S.C. *et al.*, 1994, COLBEAU-JUSTIN L., 1994; GAILLARD J-C. *et al.* 2001, 2008; GAILLARD J-C., 2008; PATON D. *et al.*, 2008). La gestion de la crise en 1902 est un triste exemple. L'heure et la période aux quelles se déroule le phénomène jouent également un rôle important dans la vulnérabilité. Cette notion de vulnérabilité est très délicate à cerner. Pour cela, elle n'est que très légèrement abordée dans ce travail. La vulnérabilité d'enclavement, comme nous l'avons expliqué en introduction générale, représente comme nous le verrons au cours de ce travail un facteur important.

- **Le risque** est alors défini qualitativement avec le croisement de l'aléa et des enjeux, lesquels sont également caractérisés par leur vulnérabilité (THOURET J-C, 2002; LEDOUX B., 2006).

$$\text{Risques} = \text{aléa} \times \text{enjeux} \times \text{vulnérabilité}$$

La réduction des risques passe par ces trois facteurs.

Le risque est accepté par une société d'un certain niveau de développement, si les dégâts sont inférieurs au seuil toléré par celle-ci (THOURET J-C., 2002). Or, notre société devient de plus en plus dépendante des équipements qui sont d'autant plus fragiles qu'ils sont performants. Ainsi, il y a bien une contradiction entre cette demande de sécurité toujours plus importante et ce seuil de tolérance (subjectif) qui diminue parallèlement (VINET F., 2003). La réponse probabiliste joue un rôle déterminant dans le principe d'acceptation et de précaution. On relie volontiers l'intensité du risque avec une durée de retour, largement hypothétique, du fait de séries d'observation fiables trop restreintes (VEYRET Y., 2003). Ce seuil de tolérance prête à controverse. En effet, économiquement, la prévention (consistant à se priver de terrain, à construire des ouvrages de protection...) est-elle réellement moins

coûteuse que les réparations (LEDOUX B., 2006) ? Cette question devient d'autant plus complexe que l'on se situe dans un pays où les indices économiques sont élevés.

En étudiant les cours d'eau, nous nous intéressons aux risques dits "*naturels*", par opposition aux risques technologiques, aux risques sociaux endogènes, aux risques économiques... (VEYRET Y., 2003). Les risques "*naturels*" varient dans l'espace, par leur répartition territoriale, et dans le temps puisque les processus évoluent avec les interférences socio-économiques (VINET F. 2007). D'ailleurs, doit-on parler de risques naturels ? Peut-on se contenter d'une dichotomie entre des aléas considérés comme actifs et les éléments vulnérables considérés comme passifs ? Le risque est plutôt le résultat d'une "*interaction [...] entre des processus physiques d'endommagement [aléas] et des éléments de vulnérabilité les plus favorables à cet endommagement*" (PIGEON P., 2002), même si tous les risques ne se transforment pas obligatoirement en catastrophe, ce qui implique la distinction entre l'endommagement potentiel et l'endommagement effectif (NOVEMBER V., 2000). En effet, dans le cas des cours d'eau, une urbanisation incontrôlée dans l'espace hydrologique, un pont sous-dimensionné, ou encore l'absence d'un réseau d'assainissement pluvial adéquate, favorisent les inondations. On voit donc bien que l'aléa inondation, lié aux précipitations atmosphériques "*naturelles*", est rendu plus destructeur encore par l'intermédiaire de facteurs anthropiques. Certains cas sont bien connus autour de la Montagne Pelée. Toutefois, il faut modérer ce propos, car, par exemple, la trajectoire d'un cyclone, un phénomène de convection, une éruption volcanique... ne sont nullement influencés par l'anthropisation. Une séparation existe donc bien entre deux systèmes, mais au sein d'un système naturel (aléa naturel) et d'un système risque comprenant les interactions dynamiques entre les processus physiques d'endommagement (aléa naturel) et les facteurs de peuplement (anthropisation) inégalement favorables à l'endommagement (PIGEON P., 2002). On devrait alors peut-être parler de "*risques naturels anthropisés*". Il s'agira pour notre travail sur les cours d'eau de croiser l'intensité de l'aléa (système naturel) aux capacités de transfert après aménagement du lit (système risque).

On distingue trois phases dans la gestion des risques dits naturels, (THOURET J.C. *et al.* 1993).

- La **prévention** qui consiste à mettre en place des mesures devant permettre d'atténuer le risque durant une catastrophe, en jouant aussi bien sur l'aléa (quand c'est humainement possible), que sur les enjeux et leur vulnérabilité. La diversification des moyens de prévention améliore l'efficacité des mesures (VINET F., 2004).

- La **gestion de la crise**, durant et juste après la catastrophe, essentiellement avec l'aide et la mise en sécurité des personnes affectées et le maintien des réseaux de communication.

- La **reconstruction après crise**, pour retrouver une situation équivalente d'avant crise.

Dans le cadre appliqué de notre travail qui consiste en la réduction des risques hydro-volcano-géomorphologiques, nous portons notre intérêt délibérément sur le volet prévention et l'intensité de l'aléa. Mais, il est certain que les dommages d'une crise dépendent également du comportement et des moyens institutionnels, comme individuels (LEONE F *et al.*, 2006b).

Les catastrophes naturelles proviennent en partie des manquements de nos sociétés à la nature en perturbant son fonctionnement "naturel" (DAUPHINE A., 2001). Les sociétés traditionnelles savaient respecter le cadre naturel, ses équilibres. Avant tout, pour minimiser les risques, il faudrait redonner la priorité à l'écoute des signaux que la nature nous envoie.

1.3.2. La prévention du risque inondation

Durant la décennie 1990, 90 % des personnes victimes de catastrophes naturelles, l'ont été par des événements liés à l'eau. L'urbanisation inconsidérée, ne tenant pas compte des "lois de la nature", ne fait qu'aggraver cette situation. Toutefois, dans les pays riches, compte-tenu de l'accroissement de la population, le tribut, en nombre de morts dû aux catastrophes dites naturelles, a tendance à diminuer (VINET F., 2003). En revanche, le coût des catastrophes augmente en relation avec le développement des sociétés.

1.3.2.1. Histoire de la prévention contre les inondations en France

Si la première forme de prévention serait de ne pas s'installer en zone inondable, la politique de grands travaux, débutée au moyen âge pour la France, encourage la concentration des activités humaines sur les surfaces planes des lits majeurs (GARRY G. *et al.*, 1994).

Devant les dommages considérables (en pertes humaines et en coût) qu'engendrent les crues et face à la pression d'une population de moins en moins fataliste, les pouvoirs politiques ont tenté de réagir aussi bien avant la crise (par des mesures de prévention) que pendant la crise (avec les plans ORSEC) ou encore après la crise (par les indemnisations et la reconstruction). Nous allons nous intéresser majoritairement à la prévention.

Les premières représentations cartographiques concernant les risques d'inondation ont été réalisées, en application d'un décret-loi d'octobre 1935, pour les grands fleuves et les principaux cours d'eau français (GARRY G. *et al.*, 2002; BALLAIS J.L. *et al.*, 2005). Ces Plans de Surfaces Submersibles (PSS) étaient destinés à assurer la libre circulation des eaux et à préserver les champs d'expansion des crues. Les PSS reprenaient la ligne des plus hautes eaux connues. Malgré les PSS, dans les années 1950, l'urbanisation d'abord, puis dans les années 1970, les zones d'activités industrielles, se sont développées dans les zones inondables. Il fallait donc mieux maîtriser l'implantation des enjeux vulnérables.

C'est à partir des années 1980, d'abord avec la loi "Tazieff" du 13 juillet 1982 relative à l'indemnisation des victimes de catastrophes naturelles sur le principe de la solidarité nationale, puis par le décret du 3 mai 1984 avec l'instauration et les modalités d'élaboration des Plans d'Exposition aux Risques (PER), que la mission des pouvoirs publics s'est élargie. D'une politique surtout axée sur le secours aux victimes, elle tend à devenir également une politique de prévention d'avant crise et d'indemnisation d'après crise (LEDOUX B., 2006). Les PER étaient établis à la suite d'études coûteuses et longues à mettre en oeuvre, réalisées par des ingénieurs hydrauliciens et fondées essentiellement sur la modélisation mathématique. Faute de zonage des espaces inondables, les PSS et PER ne furent jamais expérimentés en Martinique.

Forcé de constater l'insuffisance des PER, l'Etat améliore son dispositif de prévention réglementaire avec la loi "Barnier", du 3 février 1995, relative au renforcement de la protection de l'environnement, par la mise en place des Plans de Prévention des Risques naturels (PPR) qui doivent maîtriser l'occupation de l'espace à l'échelle de la commune en les superposant au Plan local d'Urbanisme (PLU, remplaçant le Plan d'Occupation des Sols : POS). Les PPR ne sont pas des cartes scientifiques d'information, mais des plans juridiques opposables au tiers (MARRE A., 2007). Les départements d'outre-mers, de surface réduite et multipliant la nature des risques, furent en pointe dans l'élaboration des PPR départementaux multirisques. Malheureusement, les erreurs inévitables des zonages des PPR, potentielles ou constatées, sont utilisées par certains élus pour les dénoncer et ne pas les appliquer dans la gestion de l'occupation du sol de leur territoire (SCARWELL H-J. *et al.*, 2004). Comprenant la faiblesse de la gestion des inondations à l'échelle de la commune, la loi sur l'eau de 1992 et surtout la loi "Bachelot", dite "risques", du 30 juillet 2003, reconnaissent que la prévention des inondations doit aussi se faire à l'échelle du bassin hydrographique. La prévention, concernant les aménagements structurels et les annonces de crues, se réfléchit donc maintenant à l'échelle du bassin versant et non plus comme auparavant, au coup par coup, selon la disponibilité des crédits et sans respecter le continuum de l'amont vers l'aval. Les établissements territoriaux de bassin versant (ou sous

bassin versant) posent toutefois des problèmes, pour les échelles très grandes (milliers de km²) ou petites (centaines de km²) (VINET F. *et al.*, 2005).

En ce qui concerne la cartographie des espaces inondables, les retours d'expérience des crues méditerranéennes de la fin des années 1980 et des années 1990, permettent de constater que les méthodes hydrologiques-hydrauliques sont, à elles seules, insuffisantes. Les lignes d'eau alors calculées n'arrivaient pas à estimer l'étendue des zones inondables. Plusieurs raisons peuvent être avancées (GARRY G. *et al.*, 2002; BALLAIS J.L., 2005; MASSON M. *et al.*, 2008) :

- la sous-instrumentation de certains cours d'eau donnant des séries de données peu fiables ou trop restreintes et qu'il est théoriquement nécessaire de modifier après chaque nouvelle crue exceptionnelle ;

- la pertinence contestée de la différenciation des fréquences de crues (souvent poussée à l'extrême, avec des périodes de retour de 1.5, 2, 5 et même 1000 ans). Certains aménageurs en sont alors arrivés à ironiser, en parlant de crues d'intensité centennale, sévissant... toutes les décennies ! La confusion provenant essentiellement d'une différence d'échelle spatiale ;

- le changement des comportements hydrologiques avec les modifications du milieu (FABRE G. *et al.*, 2001; BALAIS J.L. *et al.*, 2005; LEDOUX B., 2006; LAVIGNE F. *et al.*, 2006...). La déforestation de grande ampleur, l'imperméabilisation des sols par l'urbanisation, l'accumulation de sédiments dans les lits remettent en question le postulat, jamais énoncé mais toujours appliqué, de l'invariabilité des conditions de formation des crues enregistrées depuis un siècle (BALAIS J.L. *et al.* 2005).

Les marges d'erreur des modélisations hydrauliques sont d'autant plus importantes que l'on ignore la dynamique géomorphologique du cours d'eau. En complément de ces études "lourdes", pas toujours aussi efficaces que la rigueur scientifique et mathématique pouvait le laisser supposer, une méthode naturaliste, plus souple, est apparue dans les années 1980 : l'**hydrogéomorphologie**. Cette méthode est actuellement totalement intégrée à la réalisation des PPR pour la détermination des zones inondables (Ministère de l'Environnement et de l'Équipement par GARRY G. *et al.*, 1999). L'étude hydrogéomorphologique qualitative débute les investigations, et, en fonction des enjeux, si nécessaire, des études quantitatives de modélisation viennent compléter les investigations. Cette méthodologie consistant à une analyse naturaliste suivie d'une approche quantitative modélisatrice, pour mieux caractériser cette dernière a déjà été mise en oeuvre dans d'autres domaines géomorphologiques (DE NONI G. *et al.*, 1998).

La dynamique géomorphologique des cours d'eau de volcans actifs, bien spécifique mais également d'une grande variabilité, comme nous venons de le voir, la rend encore plus

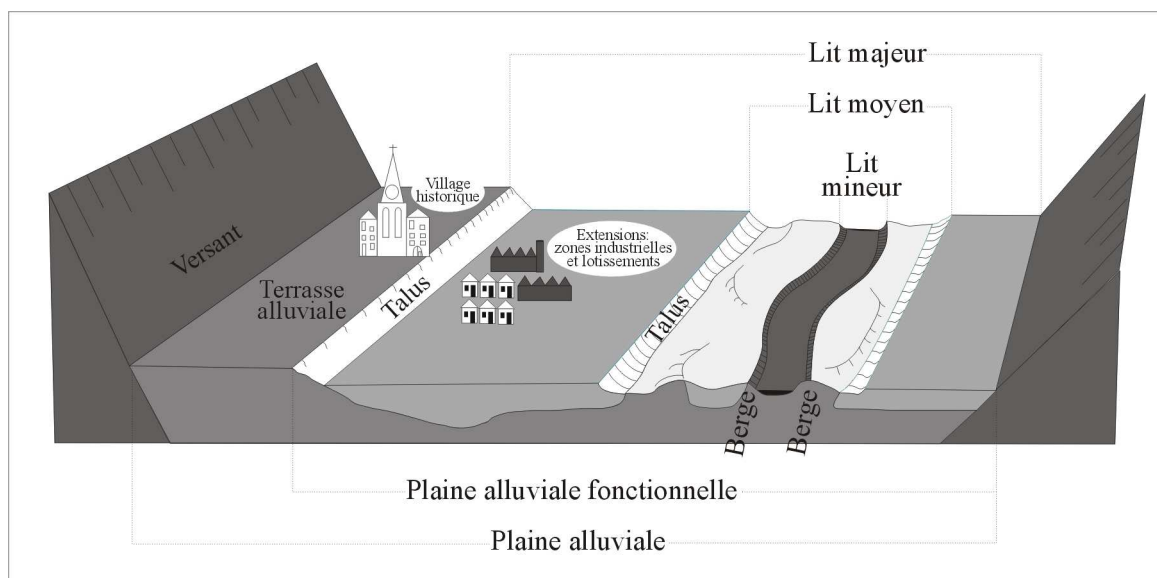
délicate à appréhender que pour d'autres conditions hydro-environnementales bien mieux connues. Elle a tendance à être assimilée à une dynamique torrentielle de montagne, alors que la disponibilité en matériaux était largement accrue.

C'est donc au sein de la géomorphologie dynamique fluviale qu'apparut le terme d'hydrogéomorphologie. Avant de se nommer de la sorte, la discipline vit le jour dans les années 1950 par des géographes géomorphologistes cherchant une application à leurs observations concernant les cours d'eau et leurs dynamiques (BIROT P. 1952, TRICART J., 1978; TRICART J. *et al.*, 1979). Jean TRICART est reconnu comme l'initiateur français de la morphodynamique fluviale, avec dans ses travaux, une recherche constante d'implications sociales. La cartographie hydrogéomorphologique s'inspire d'ailleurs grandement des cartes géomorphologiques de la France (RCP 77, 1970) au 1/50 000, réalisées par Jean TRICART et Fernand JOLY. Après TRICART J. (1974). L'école hydrogéomorphologique se développa dans les années 1980 (MASSON M. 1983, GARRY G. 1985), dans le contexte torrentiel méditerranéen français. Encore essentiellement française, l'hydrogéomorphologie est portée par Marcel MASSON, Gérald GARRY et Jean-Louis BALLAIS de l'université d'Aix-en-Provence (MASSON M., GARRY G., BALLAIS J.L., 1996; GARRY G., BALLAIS J.L., MASSON M., 2002; BALLAIS J.L., GARRY G., MASSON M., 2005). L'approche naturaliste est le caractère dominant de la méthode hydrogéomorphologique.

1.3.2.2. Les principes et les limites de l'hydrogéomorphologie

L'hydrogéomorphologie concerne l'étude des modelés fluviaux, comme les axes d'écoulements préférentiels, les recoupements de méandres, les bras secondaires, les talus, les terrasses, les bourrelets de rive... Elle s'intéresse donc aux différents lits des cours d'eau (figure 08), reconnus depuis longtemps (BRAVARD J.P. *et al.*, 1997; COQUE R., 1998; COSANDEY C. *et al.*, 2000), mais aussi aux terrasses alluviales qui ne sont plus submersibles (MASSON M. *et al.*, 2008).

Figure 08. Les compartiments d'une vallée d'un point de vue hydrogéomorphologique



Source : MASSON M. *et al.* (2008) modifié

L'organisation simplificatrice de l'anthropisation des régions tempérées continentales, représentée dans la figure 08, avec le village historique sur les terrasses alluviales non fonctionnelles et les lotissements récents construits dans la plaine d'inondation, s'applique également pour les rias de la Montagne Pelée, au débouché des vallées. Le bourg de Basse-Pointe en est une illustration, mais autour du massif, quatre lotissements ont été construits dans l'espace de débordement du réseau hydrographique. De même, sur un volcan insulaire en milieu tropical, il ne s'agit pas de terrasse alluviale étant le résultat d'une phase glaciaire, mais de terrasse issue de dépôts alluviaux épais, probablement lahariques, mis en place au cours d'éruptions passées.

Les compartiments hydrogéomorphologiques sont définis par :

- le lit mineur à l'intérieur des berges, comprenant le lit mouillé et ses abords submergés lors de l'augmentation du débit. Il ne contient pas de végétation arbustive. On le retrouve identique dans les cours d'eau volcanique ;

- le lit moyen (ou majeur périodique, COQUE R., 1998), inondé et modelé lors des crues de période de retour entre 1 et 10 ans. Peu anthropisé et continuellement humide, la végétation y est dense. C'est un compartiment plutôt absent des cours d'eau du massif de la Montagne Pelée, même si certains bancs d'une dizaine de mètres de largeur, végétalisés et comportant des bras secondaires, jouent un rôle équivalent ;

- Le lit majeur, permettant l'expansion des crues rares ou exceptionnelles. On peut distinguer le lit majeur hydrologique (contenant les crues rares) au lit majeur géomorphologique (contenant les crues exceptionnelles) (NANSON G.C. *et al.* 1992, in BALLAIS J.L. 2006). Ces étendues planes, non propices à l'agriculture en raison des gros blocs présents, sont d'une extension très réduite dans les chenaux de transitions et mais peuvent atteindre une centaine de mètre au débouché de certaines vallées du volcan.

Remarque : L'école anglo-saxonne ne reconnaît que deux lits : channel et floodplain, (BALLAIS J.L. *et al.*, 2005).

Cette approche s'appuie également sur l'observation du terrain (granulométrie, géologie, pédologie, ripisylve, parcellaire), la morphologie des lits, l'étude des différentes cartes détaillées thématiques, les cartes topographiques d'époques, les différentes campagnes de photographies aériennes (stéréoscopie) et sur la géoarchéologie en pleine expansion (BRAVARD J.P. *et al.*, 1990; FABRE G *et al.*, 2001; BRAVARD J.P., 2002; ALLEE P. *et al.*, 2006, ...). L'hydrogéomorphologie prend ainsi en compte l'évolution historique du cours d'eau et des aménagements structurants (MASSON M. *et al.*, 2008). Elle permet d'appréhender la dynamique globale actuelle du cours d'eau (érosion, sédimentation, divagation...) et de reconnaître les limites géographiques des unités spatiales homogènes en liaison avec des fonctionnements hydrauliques, ce qui permet de progresser dans le domaine de la gestion des hydrosystèmes (BRAVARD J.P., 2002). De plus, elle rend compte de la contradiction existante avec les aménagements anthropiques réalisés (MASSON M *et al.*, 1996). L'hydrogéomorphologie n'est donc pas un protocole figé, mais fait intervenir l'ensemble de la panoplie d'outils à disposition selon les cours d'eau étudiés.

Le but de l'hydrogéomorphologie reste avant tout de réaliser une cartographie de l'aléa inondation en fonction de son intensité, en s'exonérant des inondations historiques récentes ou d'une durée de retour définie. Le postulat revient à considérer les limites externes du lit majeur comme "la courbe enveloppe" des crues passées (LAMBERT *et al.*, 2001), sachant que c'est la répétition spatio-temporelle des crues passées (débits liquides et solides) qui a façonné le lit du cours d'eau et sa plaine alluviale. Les cartes hydrogéomorphologiques étaient jusqu'à présent réalisées pour les cours d'eau du bassin méditerranéen français (MASSON M. *et al.*, 1996; GARRY G. *et al.*, 2002; BALLAIS J.L. *et al.*, 2005). La méthode s'avère aussi intéressante dans les régions tempérées (FANTON M. *et al.*, 2007; MASSON M. *et al.*, 2007) malgré les caractéristiques hydrologiques et géomorphologiques différentes. Les résultats de cette approche sont généralement satisfaisants quand on compare les cartographies issues de l'hydrogéomorphologie avec l'analyse rétrospective des zones réellement inondées par les crues exceptionnelles (CHAVE S., 2002; BASSO M., 2003; BALLAIS J.L. *et al.*, 2005). Cette comparaison a été faite à la suite d'inondations

exceptionnelles dans le bassin méditerranéen. Il en résulte que la concordance concerne près de 90 % du linéaire étudié. Dans un peu plus de 10% du linéaire, où l'inondation a dépassé le zonage hydrogéomorphologique, plusieurs raisons peuvent être avancées :

- la présence d'obstacles à l'écoulement dans la vallée, produisant un effet de barrage, dans 30 % des cas. L'obstacle a pour effet de surélever les lignes d'eau à l'amont, mais aussi favorise la sédimentation et l'exhaussement du lit du cours d'eau. De plus, quand les obstacles se rompent (digue, remblais routier, remblais SNCF...), les débordements se propagent rapidement au-delà des limites hydrogéomorphologiques naturelles des crues passées (CHAVE S., 2002; VINET F., 2003) ;

- les erreurs cartographiques concernant aussi bien les limites hydrogéomorphologiques que les limites d'inondation, dans près de 50 % des cas ;

- les limites géomorphologiques floues, résultant, soit d'un contact très progressif entre le lit majeur et le versant, soit de la présence d'un cône d'alluvions ou de colluvions, ou encore de l'érosion du talus de terrasse en une longue concavité... (CHAVE S., 2002; BALLAIS J.L. *et al.*, 2005; DELORME V. *et al.* 2006). Ces cas représentent seulement 20 % des dépassements constatés.

Si l'hydrogéomorphologie semble globalement fiable, elle le devient moins quand un aménagement structurel perturbe les écoulements (par exemple, l'effet de barrage puis la rupture spontanée) et que son impact géomorphologique n'est pas encore inscrit dans le paysage. L'hydrogéomorphologie est aussi largement incompétente en milieu urbain, où les modelés naturels sont souvent masqués, où les infrastructures amplifient les dynamiques hydrologiques lors des crues et où le ruissellement pluvial est important et destructeur en raison de l'imperméabilisation des sols.

Malgré ces qualités et sa relative simplicité, l'approche hydrogéomorphologique est encore assez peu répandue (LEDOUX B., 2006), ce qui conduit à "*des retards et à des échecs regrettables pour la sécurité des populations et de leurs biens*" (BALLAIS J.L. *et al.*, 2005). Si le milieu administrato-juridique pour l'élaboration des PER, puis des PPR (MASSON M., 1983; GARRY G., 1985; Ministère de l'équipement), emploie le terme hydrogéomorphologie, les géomorphologues préfèrent parler de géomorphologie fluviale, de dynamique fluviale (ou torrentielles) et même d'hydro-géomorphologie. Quel que soit le terme utilisé, l'approche géomorphologique est indispensable à la définition des mesures de gestion des cours d'eau (BRAVARD J.P., 2002).

1.3.2.3. Peut-on appliquer la démarche hydrogéomorphologique à la Montagne Pelée?

La démarche hydrogéomorphologique, appliquée sur les rivières du bassin méditerranéen français, puis en milieu tempéré, peut-elle s'appliquer sur des torrents volcaniques en milieu insulaire intertropical ?

Il est vrai que toutes les unités morphologiques des rivières et des fleuves continentaux ne se retrouvent pas sur les torrents du massif de la Montagne Pelée, et inversement. Par exemple, tout au long de ce travail, nous nous refuserons de parler de lit majeur quand il s'agira de terrasses végétalisées de quelques mètres de largeur, compte tenu de leur exigüité. Nous nommerons ces unités morphologiques de "pseudo lit majeur". De même, au débouché du chenal de transition torrentiel, c'est un cône de déjection qui est délimité par des versants et non un lit majeur. Toujours est-il, quelles que soient leurs différences de dynamique, ces deux entités morphologiques, le pseudo lit majeur et le cône de déjection, sont susceptibles de se faire inonder en totalité pendant les crues exceptionnelles, au même titre qu'un lit majeur méditerranéen. De plus, l'exigüité du territoire et l'intensité des précipitations tropicales ne produisent pas des comportements hydrologiques similaires aux grands bassins versants continentaux. Les lignes d'eau en crue n'en sont pas pour autant moins élevées, au contraire ! Enfin, certains cours d'eau, toujours en formation sur les dépôts volcaniques récents, n'ont certainement pas encore leurs différents lits façonnés de manière définitive. La méthode hydrogéomorphologique *stricto sensu* ne peut donc être appliquée. En revanche, la logique de l'approche naturaliste reste identique, et c'est ce même bon sens qui permettra de considérer les débordements, en accord et à la suite des observations et des déductions réalisées.

Ainsi, sur le massif de la Montagne Pelée, si des différences morphologiques, hydrologiques et géodynamiques sont indéniables et ne permettent pas de calquer le principe hydrogéomorphologique du milieu méditerranéen, elles n'empêchent nullement l'approche naturaliste hydrogéomorphologique afin de délimiter les zones menacées d'inondation. Conformément à cette approche, nous caractériserons les dynamiques torrentielles (et leurs particularités dans un contexte volcanique insulaire tropical), nous réaliserons l'étude diachronique et historique des cours d'eau et nous pratiquerons largement l'observation des vallées sur le terrain. Dans le même esprit d'adaptation, un atlas des zones inondables des cours d'eau de Basse-Terre en Guadeloupe a été réalisé récemment par des techniques d'analyse hydrogéomorphologique (VENTO O., 2008).

Cette démarche naturaliste, simple, peu coûteuse et facilement compréhensible du public en opposition à la modélisation hydraulique, nous permettra de déterminer et de cartographier les zones d'inondation autour du volcan.

1.3.3. La gestion du risque volcanique

Le volet prévention de la gestion des risques volcaniques ambitionne deux objectifs (THOURET J.C., 1994) :

- la prévision de l'entrée en éruption d'un volcan, appuyée par une instrumentation géophysique et des mesures géochimiques (surveillance volcanologique). Cette prévision intervient aussi bien à moyen terme quand elle constate le réveil du volcan et donc une future éruption probable, qu'à court terme quand elle prévoit un paroxysme dans les quelques heures à venir ;

- la définition de scénarios éruptifs, de leur probabilité d'occurrence et de la délimitation des zones concernées, fondée sur la connaissance de l'activité passée du volcan ou de volcans similaires (études géologiques), mais également par la modélisation numérique de la propagation des matériaux éruptifs ou remobilisés (RENSCHLER C.S., 2005; FELPETO A. *et al.* 2007; DELAITE G. *et al.*, 2005; HUGGEL C. *et al.*, 2008). Ces cartes de scénarios d'aléas sont de plus en plus croisées avec le recensement des enjeux et de leurs vulnérabilités (études géographiques et sociologiques) permettant l'élaboration de cartes des risques volcaniques (STIELJES L., 1996, STIELTJES L. *et al.*, 2001; GAILLARD J.C., *et al.*, 2001; LEONE F. *et al.*, 2004, 2006; ETTINGER S. *et al.*, 2007).

Ces cartes spatialisent les zones susceptibles d'engendrer des catastrophes et offrent des outils de gestion de crise avec notamment la hiérarchisation des zones à évacuer en fonction de l'évolution des phénomènes géophysiques et éruptifs (THOURET J.C., 1994). Elles pourraient également contribuer de support à la gestion du territoire, en complément des autres contraintes. Enfin, ces cartes sont également un outil d'information et de formation pour l'ensemble des acteurs concernés par la problématique, mais aussi pour la population (STIELJES L., 1994). En revanche, ces cartes ne sont pas sans incertitudes dans le sens où elles ne peuvent tenir compte ni des menaces encore inconnues ou sous-estimées, mais aussi ni des évolutions topographiques et morphologiques exerçant un contrôle fort sur le comportement éruptif (THOURET J.C., 1994).

Dans l'étude des risques volcaniques, le domaine des menaces volcano-hydrologiques est souvent relayé au dernier chapitre, il n'est pas toujours développé et parfois même sous-estimé (THOURET J.C., 1994). L'accent est surtout mis sur les dynamismes éruptifs générant plus de fascination depuis toujours. A l'intérieur du domaine des aléas volcaniques indirects (TILLING R.I., 2005, THOURET J.C. *et al.*, 2007), pouvant être également classés comme "*secondaires*" (LACROIX A., 1904, BARDINTZEFF J.M., 1998), les lahars éruptifs et les avalanches de débris sont systématiquement traités. Cependant, la menace des mouvements de terrain (WALLENSTEIN N. *et al.*, 2007), activés par l'activité sismique, et

parfois les lahars non éruptifs qu'ils engendrent, ne fait pas systématiquement l'objet d'étude spécifique. Pourtant, sur les volcans aux climats comportant des épisodes pluvieux très intenses (zone intertropicale, montagnarde et méditerranéenne...), les phénomènes torrentiels sont bien plus fréquents et dommageables que les éruptions (DAVOLI L. *et al.*, 2001, WALLENSTEIN N. *et al.*, 2007). En effet, le relief prononcé, la taille généralement réduite des bassins versants, les chamboulements géomorphologiques créés par les éruptions, la faible hiérarchisation du réseau hydrographique, la formation naturelle d'embâcle, mais aussi l'anthropisation importante sur ces terres riches (imperméabilisation des sols, artificialisation du réseau hydrographique, travaux de terrassement...) accentuent la vitesse du ruissellement et la charge transportée. Les écoulements ont tendance à divaguer quand la pente s'adoucit. Que ce soit pendant ou entre les éruptions, ce phénomène de divagation n'est que peu mis en avant dans les cartes des risques volcaniques.

Les émanations gazeuses pré-éruptives ou non, faisant bien souvent intervenir le système hydrothermal, sont également des risques à prendre en compte (LE GERN *et al.*, 1982; WALLENSTEIN N. *et al.*, 2007)

La nécessité d'une vision centrée sur le système hydrologique des volcans actifs

Tout comme la gestion du risque inondation peut sous-estimer parfois le charriage exacerbé sur les volcans actifs, certaines précisions concernant les phénomènes volcano-hydrologiques peuvent éventuellement apporter des éléments dans la gestion des risques volcaniques.

Ces deux constats nous poussent à considérer la nécessité d'avoir une vision focalisée sur la dynamique du système hydrologique des volcans actifs afin d'appréhender l'ensemble des risques liés au cours d'eau, que ce soit pendant comme entre les éruptions. Ce recentrage autour du système hydrographique permettra de mieux connaître les manifestations hydro-géomorphologiques qui s'y déroulent et d'appréhender leurs facteurs de contrôles (tectonique, volcanique, climat, topographique, érosion) et leurs interactions. L'hydro-géomorphologie volcanique répond donc à un besoin pratique et concret dans sa contribution à l'évaluation des risques sur un volcan, mais répond également à un besoin de recherche moins directement appliquée concernant la compréhension des processus physiques qui s'y déroulent.

Conclusion : L'hydro-géomorphologie volcanique est aussi et avant tout une question d'échelle

Sans faire exception, les échelles temporelles et spatiales sont fondamentales en hydro-géomorphologie volcanique. Les modelés évoluent sous l'action de facteurs intervenant

selon des emboîtements spatiaux et temporels (KLEIN C., 2001; VALADAS B., 2004). Ainsi, le temps caractéristique de l'évolution d'un paysage (éruption – érosion) dépend de l'échelle à laquelle on le regarde (METIVIER F., 2003). Il convient alors de toujours préciser les échelles de travail auxquelles se réfèrent ses propos afin d'éviter certains quiproquos, notamment au sein de la communauté des géomorphologues (LAJEUNESSE E., 2008), et bien évidemment, on pense à l'opposition entre la géomorphologie cyclique et la géomorphologie dynamique (KLEIN C., 1993). Ainsi, si la multiplication des estimations en termes de volume érodé apparaît comme l'une des clés pour l'étude des rythmes de construction et de destruction de ces édifices (PARIS R. *et al.*, 2001), il n'en demeure pas moins qu'elle peut être la source d'aberrations et de contrevérités quand les transferts d'échelle ne sont pas maîtrisés.

Chaque discipline possède ses propres échelles. Dans notre domaine, il est commun de distinguer trois échelles (KLEIN C., 2001; LAJEUNESSE E., 2008) :

- **la grande échelle** d'espace (toute petite échelle numérique) et de temps. On s'intéresse au massif montagneux et au taux de dénudation sur le long terme (millions d'années) : on ne différencie pas les **processus géologiques** ;

- **l'échelle intermédiaire** : on s'intéresse aux versants ou aux biefs, au niveau événementiel. On peut identifier les **processus géomorphologiques** homogènes sur des durées à l'échelle humaine (MEUNIER M., 1999), allant de quelques minutes (vision synchronique) à plusieurs années (vision diachronique). La difficulté est d'estimer des flux moyens en prenant en compte des phénomènes instantanés (crues, mouvements de terrain, éruptions...). La fréquence des phénomènes devient une donnée somme toute primordiale ;

- **l'échelle élémentaire** : on s'intéresse aux **processus physiques** (et chimiques) des microstructures et notamment aux interactions entre les particules entre-elles où les liaisons instantanées grain-fluide (charriage, seuil de plasticité...).

Comprendre la dynamique des paysages revient à comprendre comment s'opère le passage du microphénomène au macrophénomène (KLEIN C., 1993), mais aussi les rétroactions de ces derniers sur les processus élémentaires. Il s'agit également de comprendre les conséquences à long terme des phénomènes morphogènes exceptionnels, la résilience géomorphologique, et non s'arrêter aux effets induits directs.

L'étude multiscalaire entreprise pour ce travail comporte plus précisément deux types d'emboîtement d'échelle. Le premier, afin de réaliser le diagnostic des caractéristiques hydro-volcano-géomorphologiques et des aléas rattachés (partie 2), est représenté par les trois niveaux scalaires classiques : le global avec le massif pris dans sa globalité sur des pas de temps long (chapitre 4) ; l'échelle intermédiaire avec l'étude des phénomènes agissant plus localement et sur des échelles temporelles variables mais n'excédant pas plusieurs

années (chapitre 5) ; le ponctuel et ses processus naturels ou anthropiques agissant sur des endroits bien précis de manière généralement rapide (chapitre 6). La seconde approche multiscalaire concerne l'étude des risques hydro-volcano-géomorphologiques en dehors des périodes éruptives (chapitre 8) et la proposition d'essai de leur modélisation spatio-temporelle (appendice 12). Dans le cas de la Montagne Pelée, trois échelles paraissent pertinentes. Il s'agit d'observer le massif volcanique dans son entier, mais amputé de l'intérieur de la caldeira en fer à cheval, constituant le deuxième niveau scalaire. Enfin, à l'intérieur de ce compartiment intermédiaire, on peut encore isoler un espace, encore plus réduit, correspondant à l'emprise des dépôts volcaniques des éruptions historiques.

La nécessité de ce double emboîtement multiscalaire nous a conduit à en faire un axe fort dans notre approche et notre méthodologie.

Chapitre 2

Le massif de la Montagne Pelée ausculté mais son réseau hydrographique peu connu

Introduction : La Montagne Pelée, un patrimoine scientifique mondial

L'éruption de la Montagne Pelée de 1902 et la catastrophe de Saint-Pierre du 8 mai donnèrent à ce volcan une renommée mondiale. Ce fut un des premiers grands événements connus rapidement sur l'ensemble de la planète et il engendra une des premières mobilisations humanitaires et collectes de dons internationales (URSULET L., 1997). Par ailleurs, Alfred LACROIX, professeur au Muséum d'Histoire Naturelle, contribua à la renommée de la Montagne Pelée. Il publia deux ouvrages complets et détaillés, "*La Montagne Pelée et ses éruptions*" et "*La Montagne Pelée après ses éruptions*", lesquels permettent de les revivre et d'en comprendre le déroulement (LACROIX A., 1904, 1908). Ils sont également extrêmement riches en informations et détails hydro-géomorphologiques encore d'actualité, ce qui nous permettra de reconstituer les différents aléas hydro-volcano-géomorphologiques au cours de l'éruption de 1902. Il fit construire également un observatoire volcanologique en lieu et place de l'actuel bâtiment réservé à cet effet. La Montagne Pelée est ainsi très couramment citée et prise en exemple dans les ouvrages généraux traitant de la volcanologie.

Cette renommée internationale n'a pas encore été mise en valeur pour pouvoir engendrer de réelles retombées économiques (BURAC M., 2004). En revanche, cette renommée au sein de la communauté scientifique internationale a contribué à la réalisation de nombreuses missions scientifiques sur le volcan. Plusieurs facteurs concordants ont favorisé ces nombreux travaux :

- la présence de l'Observatoire Volcanologique et Sismique de la Martinique (O.V.S.M.) de l'Institut de physique du Globe de Paris (I.P.G.P.) qui acquiert de nombreuses données et qui possède une équipe scientifique professionnelle, une ressource documentaire ainsi que des possibilités d'accueil ;

- les transferts de technologie et de compétence venant essentiellement de la métropole, avec de nombreuses institutions de recherche équipées de technologies modernes, comme l'OVSM, le BRGM, l'IRD, Météo-France, le Cemagref, le Cirad, mais également les administrations volontaires qui équipent le terrain ou qui impulsent des études, mais dont une synergie n'émerge pas toujours faute d'une coopération suffisante. Le SIG972 (SIG972, 2009), homogénéisant les données géo-référencées des différents observatoires régionaux du réseau, est en cela une démarche partagée très prometteuse ;

- les qualités environnementales, patrimoniales et culturelles de la Martinique et de la Caraïbe plus généralement (HARTOG T. *et al.*, 2009), associées à la destination touristique. Il en ressort, que la Montagne Pelée fait partie des volcans les mieux connus de la planète. Enfin, certains aspects de la Montagne Pelée, car son système hydrologique difficile d'accès, impétueux et moins attractif que la bouche volcanique fut relativement moins étudié en comparaison avec les autres régions de la Martinique.

2.1. La Montagne Pelée : un stratovolcan calco-alkalin d'arc insulaire

Une carence de connaissance jusqu'à la décennie 1980

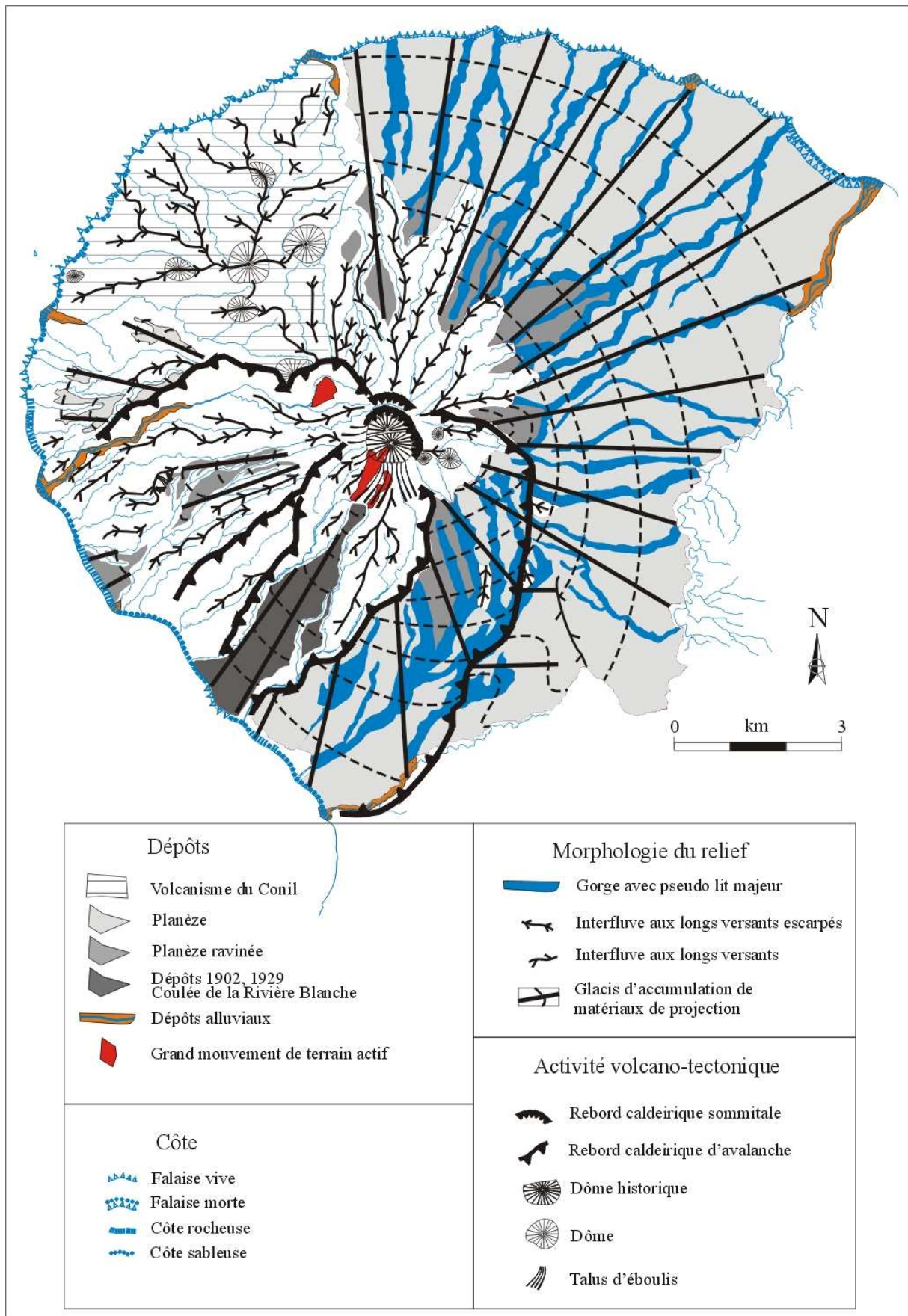
A la suite de l'éruption phréatique de 1976-1977 de la Soufrière de Guadeloupe et de la prise de conscience des insuffisances des connaissances scientifiques (BOUDON G., 1993), de nombreux travaux géologiques ont été entrepris pour mieux connaître l'histoire éruptive des volcans français (TRAINEAU H., 1982; CHRETIEN S., 1983; BARAT A., 1984; GOURGAUD A., 1985; FICHAUT M., 1986; BOUDON G., 1987, pour ne citer que les thèses consacrées, au moins en partie, à la Pelée). Certains de ces travaux ont contribué à l'élaboration de la carte géologique du BRGM, secteur Montagne Pelée (WESTERCAMP D. *et al.*, 1983, 1990). Cependant, la mise en évidence des effondrements de flanc de grande envergure (VINCENT P.M. *et al.*, 1989; BOUDON G., 1993; LE FRIANT A., 2001), remet en cause l'interprétation de nombreux dépôts de la carte géologique à l'intérieur de la caldeira d'avalanche.

La carte géomorphologique de la Martinique, de HINNEWINKEL J.C. et PETIT M., (LASSERRE G.- Atlas DOM, CNRS/IGN, 1976), également antérieure à 1989 (VINCENT P.M. *et al.*, 1989), ne bénéficie pas non plus de ces nouvelles connaissances. Cela nous a conduit à réaliser une nouvelle carte géomorphologique à une échelle, plus importante (1/75000), centrée sur le massif (figure 09).

2.1.1. Des formes et des structures complexes témoins d'une histoire volcanotectonique mouvementée

La Montagne Pelée est un cône volcanique assez régulier, attribuable à une certaine stabilité de la position du centre éruptif dans le temps. Le cône est perturbé dans son quart nord-ouest par le massif des Pitons du Mont Conil (figure 01) correspondant à un ancien volcan éteint. Sur sa façade sud, les dépôts ont été stoppés par ceux des anciens massifs volcaniques du Morne Jacob et des Pitons du Carbet. La Montagne Pelée présente un ensemble de formes volcaniques fraîches mises en valeur par une érosion vigoureuse. Elle est parcourue d'un réseau hydrographique rayonnant.

Figure 09. Carte géomorphologique du massif de la Montagne Pelée



Source : HINNEWINKEL J.C. et al., in LASSERRE G.- Atlas DOM, CNRS/IGN (1976) modifié

On peut distinguer deux grands ensembles (PETIT M., 1976) : le sommet, avec ses dômes et ses caldeiras, et les longs versants d'accumulation, représentant la masse principale de l'édifice.

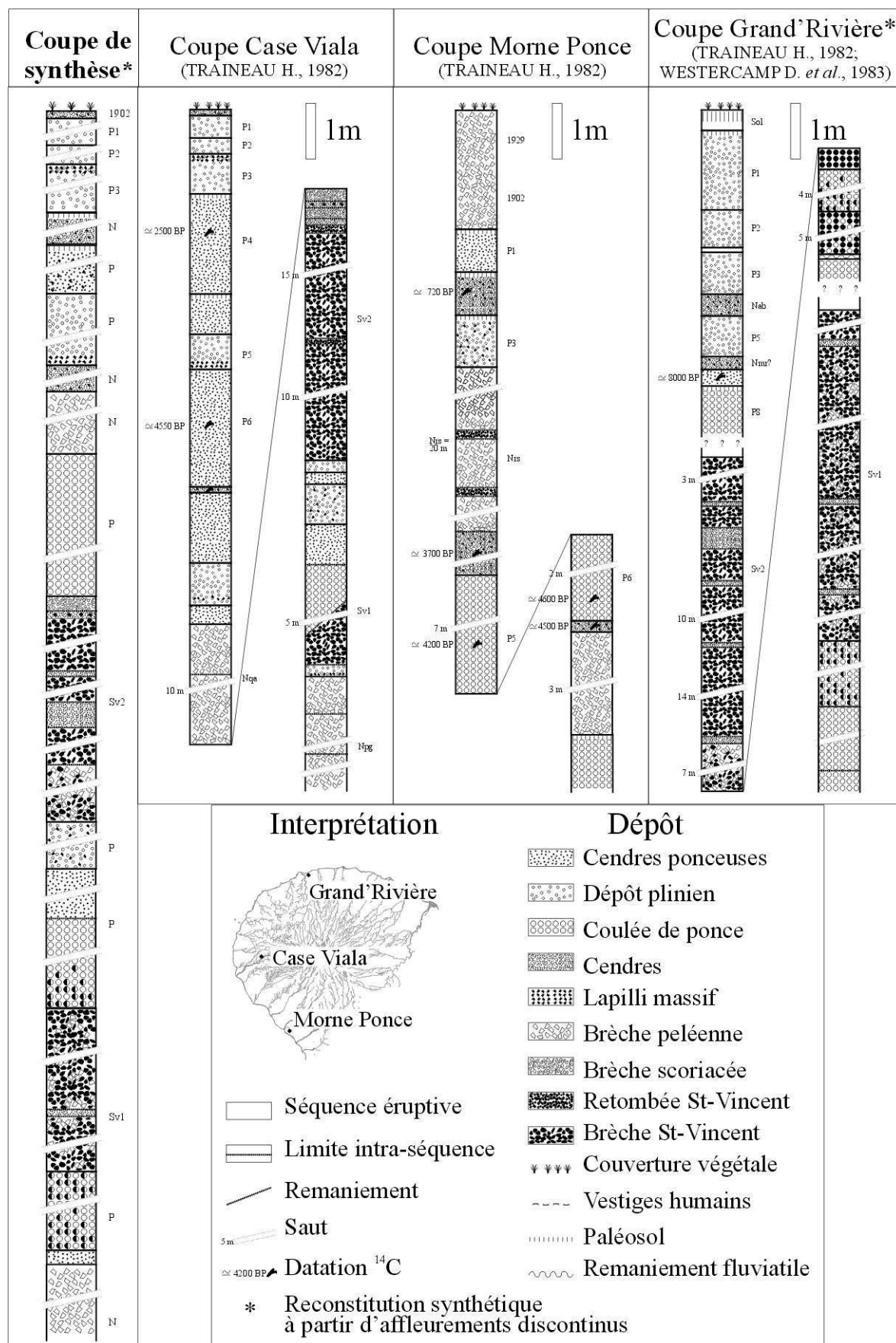
Le sommet est marqué par la présence de deux caldeiras sommitales emboîtées non datées (WESTERCAMP D. *et al.*, 1990) et remplies partiellement de matériaux éruptifs et notamment des deux dômes des éruptions de 1902 et 1929. Les caldeiras ont été éventrées par le rebord sud-ouest lors des éruptions successives postérieures à leur formation par des processus non encore identifiés (effondrement de flanc, explosion latérale ?). Au sud-est de ces constructions, on peut également observer d'anciens dômes (figure 09), datés d'environ 9 à 10 Ka (LEFRIANT A. *et al.*, 2003), présentant des abrupts vertigineux de plus de 100 m de dénivellation.

Les versants d'accumulation sont avant tout constitués de dépôts de nuées ardentes, de dépôts ponceux et leurs produits de remaniement. Leur pente est dans l'ensemble concave en diminuant progressivement vers l'aval (PETIT M., 1976). On peut encore distinguer deux ensembles au sein de ces versants d'accumulation. En amont, les glacis d'accumulation correspondent à des échines montagneuses plutôt rectilignes (figure 09), bien développées et aux pentes prononcées supérieures à 100 %. A leur pied, un torrent (barranco, ravine) coule au fond d'une gorge étroite de quelques mètres et profonde d'une dizaine. A une altitude inférieure à 500 m, les interfluves sous forme de crête font place à un paysage de plateaux en pente douce. Ces plateaux sont découpés (figure 10) par le réseau hydrographique qui coule au fond de canyons aux versants subverticaux, profonds d'une centaine de mètres pour une ouverture n'excédant pas 150 mètres. Les plateaux se terminent au-dessus de l'océan par de hautes falaises vives (figure 09), composant un littoral rectiligne où les anses sont peu profondes et peu nombreuses (PETIT M., 1976).

Cet agencement de crête évoluant en plateau est quelque peu perturbé sur le flanc ouest du volcan en raison d'effondrements de flancs (LEFRIANT A. *et al.*, 2003, BOUDON G. *et al.*, 2007) ayant remobilisé l'épaisse couverture de dépôt constituant le corps des plateaux (figure 11, B). Sur ce flanc, les interfluves sous forme d'échines montagneuses rectilignes descendent jusqu'à la mer et encadrent de profondes vallées. Certains mégablocs des avalanches de débris n'ont pas atteint la mer (Morne Julien, Morne Lenard) et représentent des reliefs qui, ayant fait obstacle aux écoulements pyroclastiques, ont favorisé des accumulations de matériaux en amont (Grande-Savane au Prêcheur).

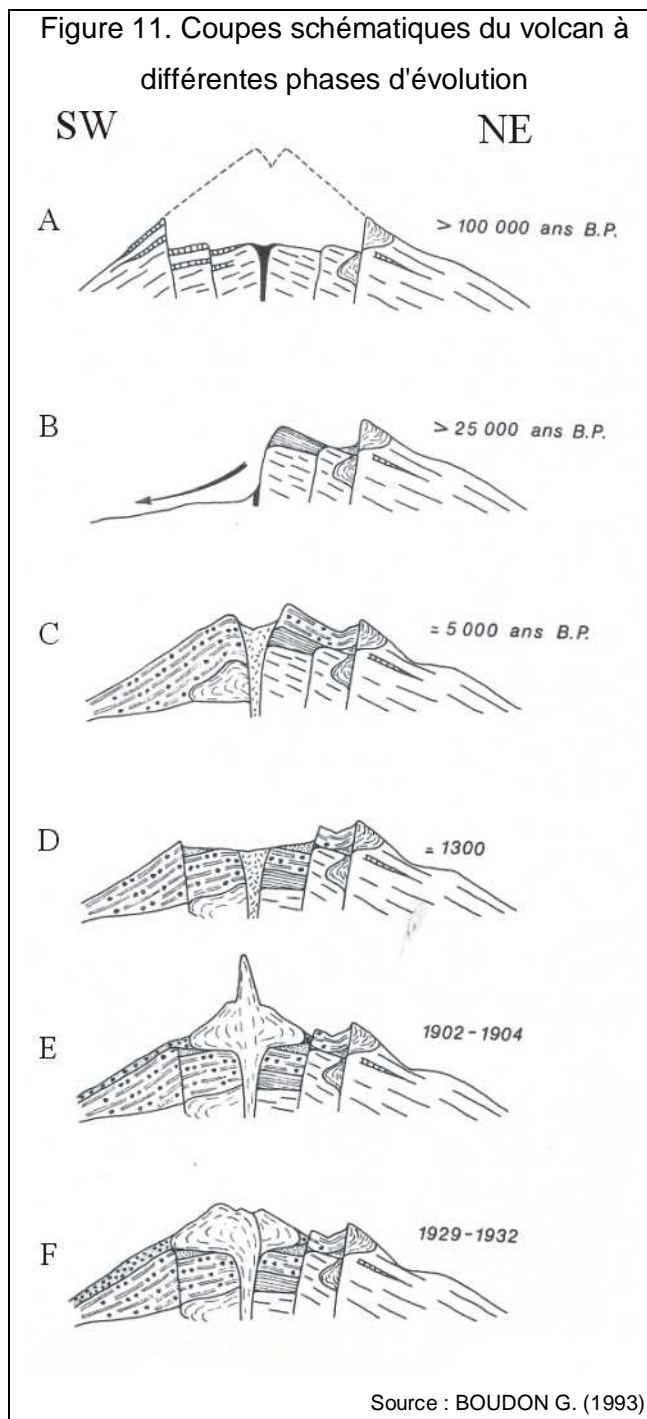
Malgré une silhouette relativement régulière, la structure de l'édifice est extrêmement perturbée par des discontinuités qui fragilisent la résistance mécanique des dépôts et forcent la circulation hydrogéologique. Les discontinuités sont plus ou moins parallèles à la surface quand elles résultent de l'empilement des dépôts volcaniques de nature et d'âge différents.

Figure 10. Coupes stratigraphiques de la Montagne Pelée: établissement d'une coupe type



Conception : LALUBIE G. (2010)

Elles sont particulièrement marquées entre les laves massives et les dépôts pyroclastiques, entre les dépôts anciens indurés et les nouveaux non cohérents, ou encore quand un paléosol argileux (allophanique plus spécifiquement, COLMET-DAAGE F. *et al.*, 1971) s'intercale entre deux strates. Les discontinuités sont plutôt verticales quand elles correspondent à des failles volcano-tectoniques (contraintes régionales, déformations volcaniques, effondrement de flanc ou sommital), à des intrusions magmatiques, ou encore à l'incision des vallées (ou de paléo-vallées). Ces discontinuités sont des sites privilégiés pour la circulation des eaux, qu'elles soient descendantes ou ascendantes, mais aussi et par conséquent, des lieux d'altération et d'érosion. Ces discontinuités, en diminuant la cohésion de l'édifice, favorisent les mouvements de terrain mais, génèrent également des différences entre la surface des bassins versants et celle des bassins hydrographiques.



2.1.2. Les caractéristiques éruptives de la Montagne Pelée

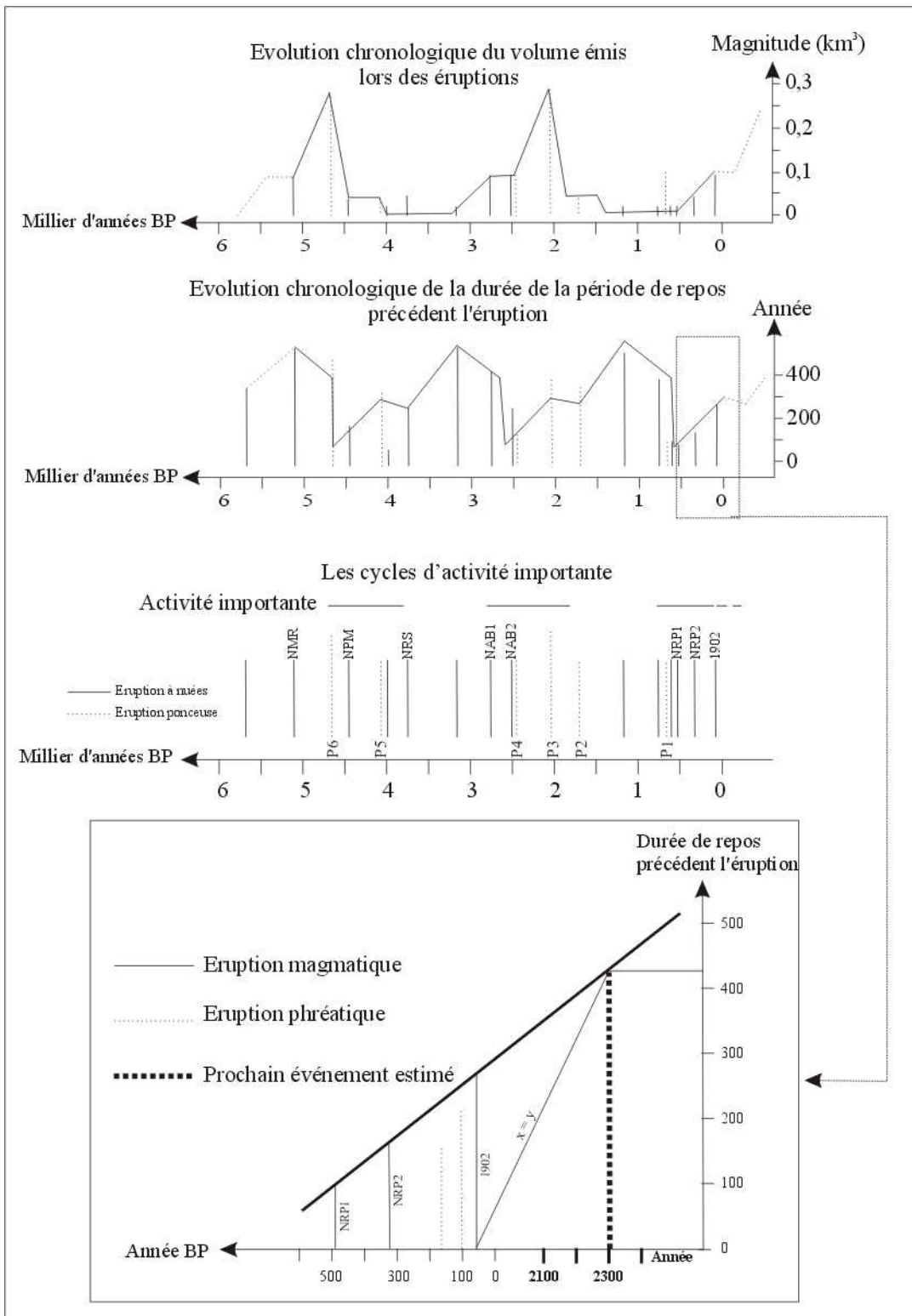
La Montagne Pelée est un stratovolcan aux éruptions récentes exclusivement explosives. Cela n'a pas toujours été le cas, car, ponctuellement, de très anciennes coulées se sont épanchées dans la partie sommitale du volcan. De très nombreux dynamismes éruptifs ont été reconnus (Appendice 1) : poussée verticale, explosion latérale dirigée, matériaux ponceux ou non, lahar, avalanche de débris (WESTERCAMP D. *et al.*, 1983, 1990). Les

magmas de la Montagne Pelée sont typiquement de la série calco-alcaline d'arc insulaire, caractérisée par EWART A. (1976), et sont en majorité des andésites acides (FICHAUT M. *et al.*, 1985).

La Montagne Pelée répondrait à un modèle de chambre magmatique à deux compartiments. Le compartiment superficiel, partiellement rempli de magma andésitique, serait alimenté périodiquement par du magma basique provenant de la chambre sous-jacente. Ces injections de magma basaltique, dans la chambre superficielle, seraient à l'origine de mélanges magmatiques, puis du déclenchement de l'éruption du volcan (FICHAUT M., 1986). Une surpression, par enrichissement en volatils, dans la chambre magmatique consécutive à la différenciation magmatique (en fonction de temps), et peut-être même par incorporation d'eau météorite, serait également susceptible de réveiller le volcan (TRAINEAU H., 1982).

Au cours des 5 000 dernières années, on compte treize éruptions magmatiques dont six ponceuses (WESTERCAMP D. *et al.*, 1983). Les durées de repos oscillent entre 40 et 580 ans, avec un écart type de 170 ans. Sur un diagramme de WICKMAN F.E. (WICKMAN F.E., 1966), on constate que les périodes de repos ne sont nullement aléatoires et que la probabilité d'entrée en éruption augmente avec le temps, notamment au-delà d'un repos supérieur à 300 ans (TRAINEAU H., 1982). TRAINEAU H. a aussi constaté un cycle d'alternance de périodes de forte activité, correspondant à des alimentations importantes en magma profond basaltique et avec une éruption tous les 150 à 200 ans, et des périodes d'activité volcanique faible à nulle (figure 12). Durant les périodes d'activité importante, le volume émis lors de l'éruption est corrélé avec la durée de la période de repos qui l'a précédée, notamment au-delà de 300 ans. En revanche, le volume émis n'influence guère la durée du repos postérieure à l'éruption. Actuellement, nous serions en période d'activité intense et le maximum de probabilité de la prochaine éruption est d'environ 400 ans après la dernière éruption (figure 12). Elle devrait être forte à paroxysmale, ce qui est en accord avec les 400 ans de repos. Malgré le fait qu'aucune corrélation n'ait encore été trouvée pour la distribution statistique des dynamismes éruptifs au cours du temps, la probabilité d'une éruption ponceuse est d'autant plus importante que le repos précédent est long et que l'on se trouve dans une période d'activité intense. Cependant, le rôle du système hydrogéologique demeure important dans les processus éruptifs (WESTERCAMP D., 1987; BOUDON G., 1993).

Figure 12. Les cycles d'activité de l'édifice récent de la Montagne Pelée



Source : TRAINAU H. (1982) modifié

La prochaine éruption magmatique a ainsi la plus grande probabilité de se dérouler vers l'an 2300 et d'être ponceuse à cratère ouvert avec une forte magnitude (TRAINEAU H., 1982). L'ensemble des autres scénarios est tout autant envisageable mais simplement un peu moins probable. Les éruptions phréatiques, dont les dépôts sont trop peu volumineux pour être retrouvés, sont certainement sous-estimées dans l'histoire du volcan (BOUDON G. *et al.*, 2005). Il est très probable, qu'il s'en produise avant 400 ans. A ce titre, les éruptions historiques apportent des éclaircissements sur le déroulement des éruptions.

La durée de 4 siècles entre la dernière et la prochaine éruption (figure 12) permet déjà de mettre en évidence que le danger à court terme ne provient certainement pas de facteurs uniquement volcaniques.

2.1.3. Les éruptions historiques

La notion d'éruption historique veut qu'elle soit authentifiée et datée par les hommes qui habitent autour du volcan. Nous n'avons aucun témoignage venu des populations précolombiennes, si ce n'est par les fouilles archéologiques (BERARD B. *et al.*, 2001), ni même des premiers européens vivant sur l'île avant sa colonisation, à l'exception de l'Anonyme de Carpentras qui ne mentionne pas l'édifice volcanique (MOREAU J.P., 2002). Ainsi, l'"histoire" volcanique de la Montagne Pelée commence le 15/09/1635 avec l'arrivée de Pierre Belain-d'Esnanbuc à l'embouchure de la Roxelane quand il y édifia le Fort Saint-Pierre. Depuis, deux éruptions phréatiques et deux magmatiques se sont déroulées en moins de 400 ans. L'éruption précédant l'arrivée des colons est datée aux alentours de 320 B.P. (Before Present, 1950), soit 1630 (TRAINEAU H., 1982). Les premiers arrivants ont ainsi pu avoir une vision post-éruptive, similaire à celle observée en 1907 (LACROIX A., 1908) et observer la Montagne Pelée dépourvue de végétation en son sommet, d'où peut-être son nom (VIODE J.P., 1991).

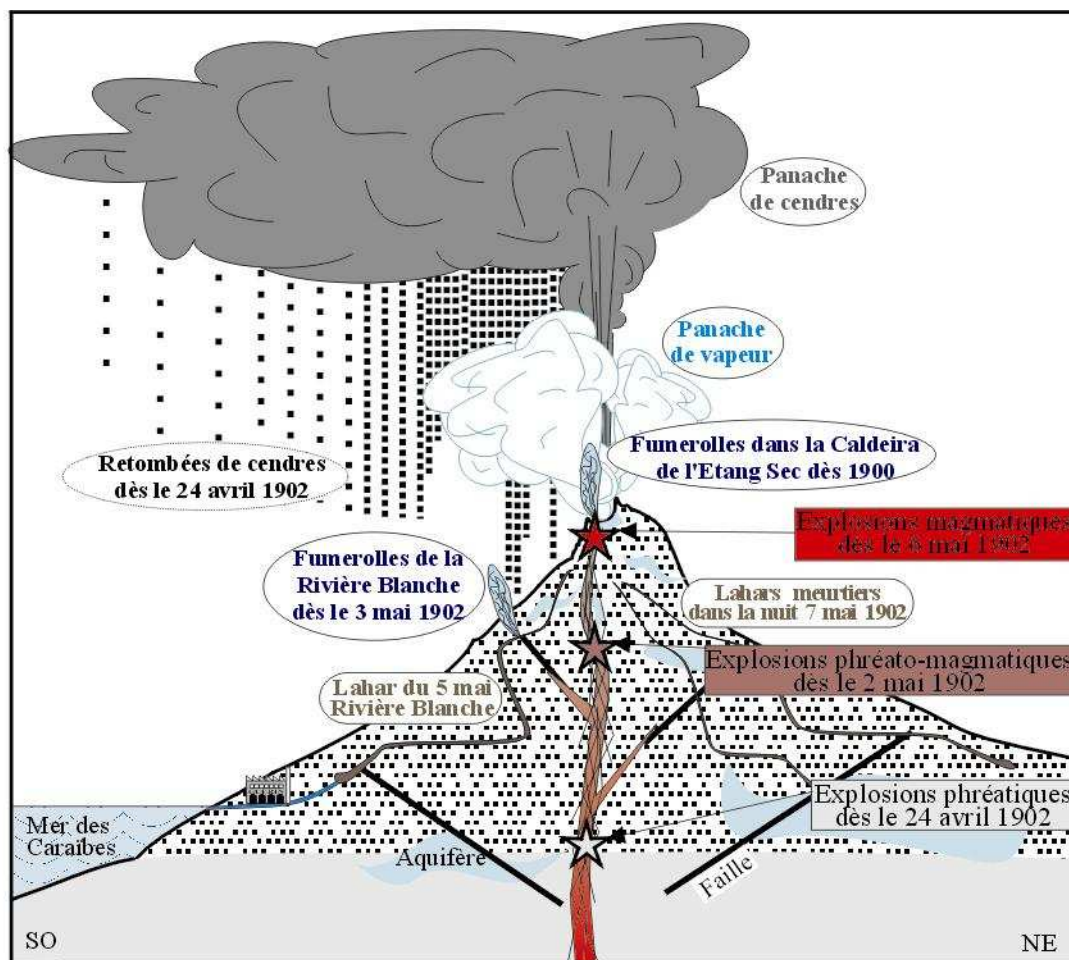
La première activité volcanique historique survint le 22 janvier 1792. Elle est notifiée dans Le Journal des Mines de 1796 (cité dans LACROIX A. 1904), lequel reprend une note de l'année précédente (DUPUGET, 1796). L'éruption phréatique dura trois mois mais n'a pas été localisée avec précision. Elle se situait au sud-ouest du sommet vers 600 m d'altitude. A la suite d'explosions, des dégagements de vapeur et de boue sortaient d'orifices dans le sol (appendice 6, § A6- 1). A cause de cette période historique et politique très agitée en métropole, le souvenir de cet événement avait totalement disparu des mémoires lorsque l'éruption suivante survint en 1851 (LACROIX A. 1904). Elle fut observée par une commission chargée, par le Gouverneur, d'étudier les phénomènes éruptifs (LEPRIEUR *et al.*, 1852). L'éruption phréatique se déroula dans la haute Rivière Claire (Appendice 10, planche photographique A10-02) et dura environ six mois. Il y eut plusieurs orifices actifs,

tous au fond du cours d'eau, d'où sortaient des panaches de vapeur, des fumerolles et des eaux boueuses. Plusieurs lahars se sont formés quand l'activité éruptive s'intensifiait et certains ont atteint la mer (appendice 6, § A6- 1). La commission conclut au sujet de la Montagne Pelée, qu'il s'agissait d'un "volcan de boue et de cendre" et non d'un "volcan de feu"! Les conséquences de cette fâcheuse conclusion, émise par ces hommes de science médicale, furent importantes. En effet, ce rapport "*scientifique*" servit de document de référence aux autorités qui eurent la charge de la gestion de la crise de 1902. Il servit de support "*irréfutable*" pour rassurer les populations avant le 8 mai 1902 (URSULET L., 1997). On en connaît les conséquences...

L'éruption de la Montagne Pelée de 1902 marqua un tournant dans l'histoire de la volcanologie moderne, d'une part, par l'ampleur du désastre (une capitale détruite à 100 % et près de 30 000 victimes), et d'autre part, par l'originalité du phénomène éruptif décrit : la nuée ardente (LACROIX A., 1904).

Les phénomènes précurseurs de l'éruption de 1902 dateraient de 1889, avec l'apparition de petites fumerolles sulfhydriques dans la caldeira de l'Etang Sec (LACROIX A., 1904; CHRETIEN S., 1983; CHRETIEN S. *et al.*, 2002). Leur intensité augmenta au cours de l'année 1901 et les phénomènes furent ressentis par la population sous le vent à partir de février 1902. Les premières explosions auraient pu débuter en mars 1902 (CHRETIEN S., 1983) et leurs intensités furent croissantes jusqu'au 8 mai (figure 13). Le 28 avril, les cendres remobilisées tant par les précipitations que par le débordement des nappes phréatiques provoquèrent le premier lahar dans la Rivière Blanche (appendice 6, § A6- 2.1.1). Ces manifestations lahariques se généraliseront dans les principaux cours d'eau de la Pelée à partir du 4 mai, provoquant **les premières victimes** de l'éruption, le 5 mai où 25 personnes furent emportées par une coulée chaude dans la Rivière Blanche à la suite de la vidange du lac de cratère qui s'était formé quelques jours auparavant (appendice 6, § A6- 2.1.2). Au Prêcheur, quelques heures avant la destruction de Saint-Pierre, dans la nuit, plus de 400 personnes périrent, emportées par les lahars empruntant l'ensemble des talwegs de la commune (LACROIX A., 1904). Ce travail trouve également sa raison dans le rappel ces victimes, qui seront les oubliées de l'éruption, et dans la mise en relief de ces phénomènes précurseurs quelque peu oubliés des mémoires, et peut-être sous-estimés. Le 8 mai à 8 heures, une explosion latérale dirigée paroxysmique se produisit à la base du dôme fraîchement édifié (WESTERCAMP D., 1987; BOURDIER J.L. *et al.* 1989). Elle fut à l'origine d'un souffle supersonique, lequel était orienté plus sud que la nuée ardente. Ce souffle s'abattit sur Saint-Pierre en quelques secondes rasant les constructions des quartiers les plus proches. Une coulée pyroclastique prit également la direction sud-ouest pour s'engouffrer essentiellement dans la vallée de la Rivière Blanche, mais également dans les vallées adjacentes (BOURDIER J.L. *et al.* 1989).

Figure 13. L'amplification des signes précurseurs du paroxysme du 8 mai 1902



Dates	Funerolles	Odeur	Rupture de câble	Seismes	Explosions pléreatiques	Lahars	Explosions phréato-mag.	Magma en surface	Explosions magmatiques	Explosion paroxysmique
1889	★									
1901	★★									
Fév. 1902	★★	★								
22 avril	★★	★	★							
23 avril	★★★	★		★	★					
24 avril	★★★★	★			★					
25 avril	★★★★	★★		★	★					
28 avril	★★★★	★				★				
29 avril	★★★★	★		★						
30 avril	★★★★	★		★		★				
1 ^{er} mai	★★★★	★			★					
2 mai	★★★★	★			★		★			
3 mai	★★★★★	★	★	★	★★★★		★★★★			
4 mai	★★★★★	★		★	★	★	★			
5 mai	★★★★	★	★	★	★	★★★★	★			
6 mai	★★★★	★	★		★	★★★★	★	★		
7 mai	★★★★	★			★	★★★★	★	★★	★	
8 mai-4h	★★★★	★			★	★★	★	★★	★★	
8 mai-8h	★★★★	★	★	★★	★		★	★★	★★★★★	★★★★★

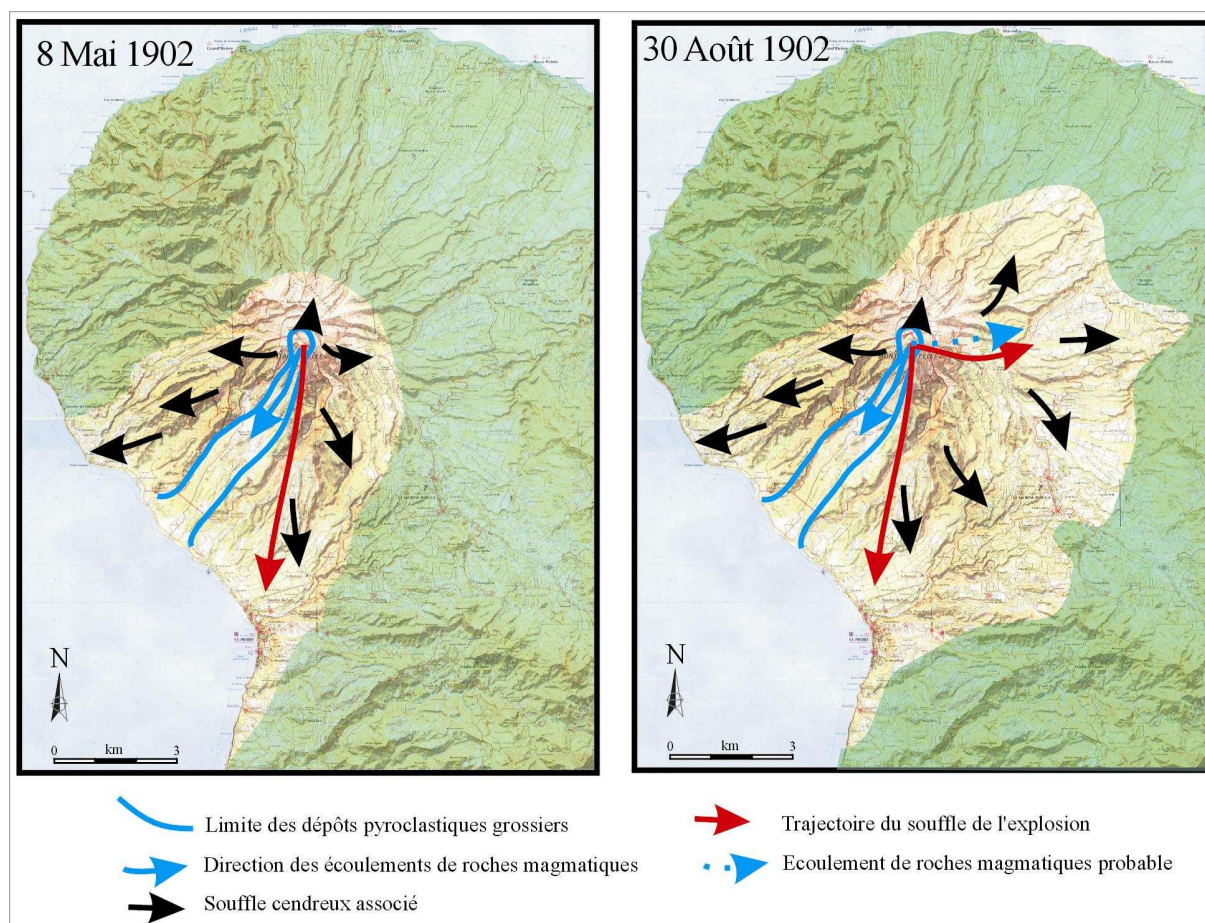
Conception : LALUBIE G. (2002)

Source : LACROIX A. (1904), CHRETIEN S. (1983)

Deux à trois minutes plus tard, la déferlante plongeait la ville dans une tourmente indescriptible de cendres et de lapilli incandescents. Rien ne résista. La ville brûla pendant plusieurs jours.

On dénombra 28 000 victimes et deux survivants (LACROIX A., 1904). Depuis le nord de la Pointe Lamare jusqu'au sud de Petite Anse au Carbet, soit dans un angle de 120°, une zone de 58 km² fut totalement dévastée (figure 14). La zone d'évacuation, après le 8 mai 1902, fut plus étendue que le volcan proprement dit. Elle comprenait également au sud-ouest du massif, les bourgs du Carbet et de Fond-Saint-Denis (LESALES T., 2006). Six autres explosions, d'intensité similaire, eurent encore lieu entre le 8 mai et le 30 août. La dernière explosion paroxysmique du 30 août, atteignit l'intensité la plus importante de toute l'éruption (figure 14). Elle agrandit la zone déjà dévastée, y ajoutant encore 56 km², soit une zone de 114 km², et rajouta encore au funeste bilan plus de 1 000 victimes (LACROIX A., 1904).

Figure 14. Les zones dévastées par les paroxysmes du 8 mai 1902 et 30 août 1902



Conception : LALUBIE G. (2002), Fond de Carte : IGN 4501MT
Source : LACROIX A. (1904), TRAINÉAU H. (1982), BOURDIER J.L. *et al.* (1989)

Mais que faisaient encore ces personnes à proximité du volcan ? Elles y auraient été contraintes et forcées par les autorités coloniales, lesquelles auraient utilisé les pensions promises aux sinistrés comme moyen de pression pour les presser de retourner et de rester dans leurs communes respectives (URSULET L., 1997). En effet, les autorités préféraient voir les sinistrés dans leurs campagnes, plutôt que de s'entasser à Fort de France, où la situation sanitaire et sociale s'aggravait ! L'éruption de 1902 est une triste leçon et restera gravée dans les annales des gestions de crise volcanique manquées.

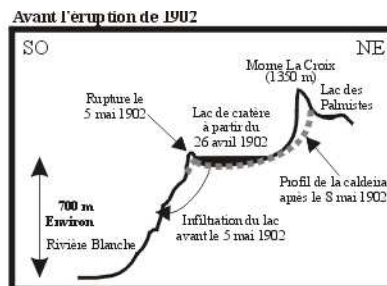
Après le 30 août 1902, le caractère fortement explosif s'atténua franchement. L'éruption se caractérisa dès lors par la succession d'excroissances alternant avec des écroulements du dôme. Les nuées ardentes qui n'avaient plus qu'une faible énergie de départ (déplacement surtout gravitationnel) continuèrent à se répandre dans la vallée de la Rivière Blanche. A partir du 3 novembre 1902, une aiguille de lave visqueuse solidifiée s'édifia au sommet du dôme jusqu'à atteindre 350 m de hauteur au mois d'avril 1903 (LACROIX A., 1904). Elle s'écroula petit à petit au cours des explosions successives qui ébranlèrent encore le dôme. L'éruption se termina en juillet 1905 (LACROIX A., 1908), après avoir produit 0,1 km³ de matériaux (TRAINEAU H., 1982).

La dernière éruption historique, dite de 1929, fut observée par le personnel travaillant à l'Observatoire de la Montagne Pelée, à Fond-Saint-Denis (REVERT E., 1949; ROMER M., 1936) et un scientifique américain de renom, PERRET F.A., qui publia un très bel ouvrage (PERRET F.A., 1937). L'éruption de 1929 ne se différencie de celle de 1902 que par l'absence d'explosion paroxysmique de type 8 mai ou 30 août 1902. Les nombreuses nuées ardentes restèrent cantonnées dans la vallée de la Rivière Blanche. Des lahars se déversaient dans les vallées situées sur le flanc sud-ouest du volcan concernées par les nuées (appendice 6, § A6- 3). L'éruption dura également trois ans.

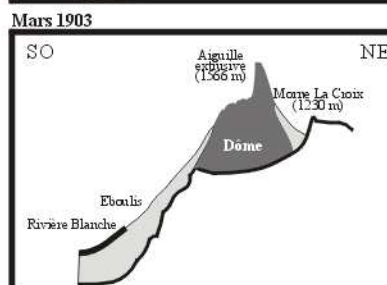
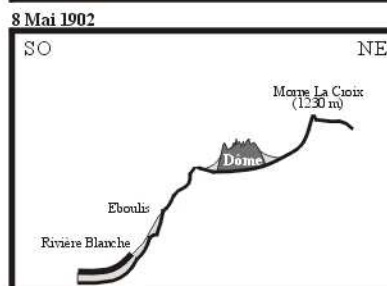
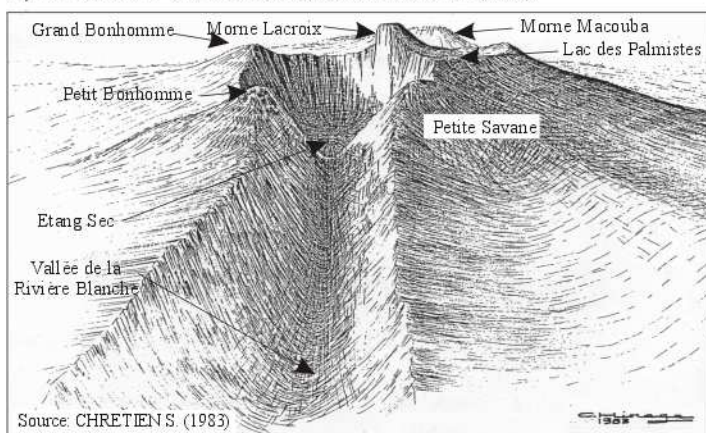
Les deux dernières éruptions magmatiques ont largement modifié la morphologie du cratère (figure 15). Depuis, les dernières fumerolles du dôme se sont définitivement éteintes en 1970 (VIODE J.P., com. perso.) et la température des résurgences thermales diminue (MEYER M., 1954; DE REYNAL D., 2000, SANJUAN B. 2003b). Les petites crises sismiques qui se produisent sous le volcan (1985, 2000, 2009) témoignent d'une activité profonde.

Figure 15. Les modifications morphologiques du cratère

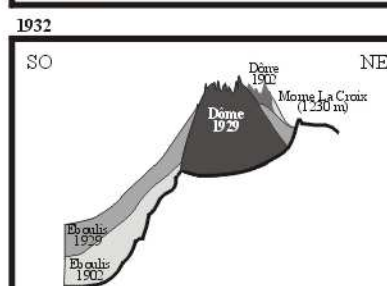
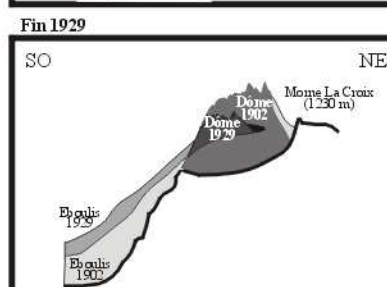
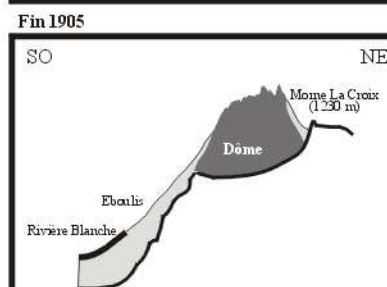
A) Séquence morphologique du sommet durant les deux éruptions historiques
 Source LACROIX A. (1904), ROMER M. (1936) modifiés



B) Le sommet avant 1902 dans CHRETIEN S. (1983)



C) Les deux dômes emboîtés dans la caldeira



Conception : LALUBIE G.

Une connaissance volcanologique approfondie

Bien étudiée et bien équipée d'un réseau d'instruments géophysiques qui surveille l'activité du volcan, la Montagne Pelée représente une base importante de la recherche en volcanologie. S'appuyant également sur les connaissances acquises sur d'autres volcans d'arc similaires, nous connaissons maintenant relativement bien l'histoire géologique du volcan, même si de nombreuses datations manquent. D'un point de vue de volcanologie physique, les dynamismes éruptifs récents sont également assez bien connus.

Concernant les manifestations ayant eu lieu dans les cours d'eau durant les éruptions, elles sont assez bien documentées pour l'éruption de 1902 (LACROIX A., 1904, 1908; CHRETIEN S., 1983; CHRETIEN S. *et al.*, 2002) et notamment les lahars y sont particulièrement bien étudiés et décrits (appendice 6).

Mêmes si elles sont parcellaires, les informations concernant l'impact de l'éruption de 1929 sur le réseau hydrographique sont également riches d'enseignement, notamment dans des détails hydro-morpho-dynamiques que nous exploiterons dans le § 5.2 et l'appendice 5 (REVERT E., 1949). En revanche, les phénomènes lahariques sont malheureusement peu détaillés.

2.2. Un système hydrologique aux composantes volcanologiques

Une carence des études sur les eaux de surfaces autour de la Montagne Pelée

Les travaux s'intéressant au système hydrologique du volcan concernent essentiellement l'hydrogéologie du volcan. Ils couvrent essentiellement trois thèmes.

- Les processus d'interaction des eaux souterraines dans les dynamismes éruptifs qui ont été mis en avant, aussi bien directement avec le magma ascendant (BARAT A., 1984, WESTERCAMP D., 1987; BOUDON G., 1993), qu'indirectement avec les dépôts pyroclastiques, sous forme de lahars, d'explosions secondaires, de fumerolles...(LACROIX A., 1904, 1908; CHRETIEN S., 1983).

- Le réseau hydrothermal du volcan qui est étudié par des méthodes géochimiques depuis de longues dates (SANDUC, 1869; LOUPOUKHINE M. *et al.*, 1977; MOURET C., 1979a; BARAT A., 1984; SANJUAN B. *et al.*, 2003 b), mais aussi géophysiques (cités dans SANJUAN B. *et al.*, 2003a; ZLOTNIKI J. *et al.*, 1998). Plusieurs modèles de circulation interne ont été proposés à des échelles différentes (BARAT A., 1984; TRAINEAU H. *et al.*, 1989; ZLOTNIKI J. *et al.*, 1998).

- L'estimation de bilans hydriques par l'application de modèles hydrauliques (CAYOL A., 1975; MOURET C., 1979b; BARAT A., 1984; VITTECOQ B., 2007) et l'estimation des ressources en eaux souterraines (SOLLSTEINER P. *et al.* 2000; VITTECOQ B., 2007).

Les études concernant les eaux de surface du massif de la Montagne Pelée sont plus rares, faute de données suffisantes. La collecte d'un grand nombre de données sur le terrain (appendice 2, 3 et 10 essentiellement) apporte une envergure supplémentaire à ce travail et à son approche transversale.

Les limnimètres, déjà peu nombreux autour du volcan, ne résistent pas aux crues volumineuses. Depuis peu d'années, il existe deux stations limnimétriques sur la Rivière Roxelane et la Grande Rivière (figure 29, plus loin), gérées par le Conseil Général. Il semble que les stations ne fournissent que des hauteurs d'eau car elles ne possèdent pas de courbe de tarage et que les sondes ne sont pas immergées en basse eau. Au début des années 1970, un limnigraphe était installé à l'entrée du bourg de Saint-Pierre, à 10 m d'altitude, mais ce dernier s'ensablait (MOBECHE J.P., 1988) et fut emporté par une crue. De plus, à cet emplacement le cours d'eau collecte d'avantage les eaux provenant du massif de Pitons du Carbet que de la Pelée. Quelques jaugeages ponctuels aussi ont été réalisés sur certains cours d'eau pendant leurs étiages (GUISCAFRE J. *et al.*, 1976; MARRAS P., 1997). Il n'y a donc que peu de mesures hydrologiques sur le massif. On peut ainsi s'interroger sur la pertinence de l'application de modèles hydrologiques classiques, en raison de la mosaïque hydrogéologique complexe que forment les massifs volcaniques complexes (BARCELO A., 1996).

Une monographie hydrologique a proposé le premier modèle pluie-débit concernant les crues en Martinique (GUISCAFRE J. *et al.*, 1976), mais ce dernier ne prend pas en compte les spécificités des bassins versants volcaniques. Une autre étude hydro-géomorphologique, s'intéressant aux torrents du nord-ouest de la Martinique (MEUNIER M., 1999), établit, entre autre, une comparaison de la Rivière du Carbet issue du massif des Pitons du Carbet et de la Rivière du Prêcheur drainant le flanc occidental de la Montagne Pelée. La différence de dynamique torrentielle y est établie, notamment pour les processus d'érosion et de transports solides dans les cours d'eau. Des travaux universitaires concernant les cours d'eau, leurs embouchures et les littoraux de la Martinique (SAFFACHE P., 1994, 1995, 1998) s'intéressent également à la zone géographique du massif de la Montagne Pelée et nous renseignent sur l'évolution de la côte. Beaucoup d'autres études à l'échelle de l'île dans son ensemble, à notre sens, ne prennent pas suffisamment en compte l'aspect volcanique actif du massif.

L'étude de Maurice Meunier (MEUNIER M., 1999) s'intéresse spécifiquement aux caractéristiques hydro-géomorphologiques du milieu volcanique. Notre but est d'étendre l'étude de la dynamique torrentielle au-delà d'un unique bassin versant, pour l'appréhender sur l'ensemble du massif.

2.2.1. Un réseau hydrographique fortement marqué par les formes volcaniques

Le réseau hydrographique, de forme rayonnante, est composé d'une trentaine de bassins versants de tailles modestes (inférieure à 10 km²) dont l'ordre (STRAHLER A.N., 1952) est compris entre trois et cinq (appendice 2, § A2- 1, tableaux A2-01 et A2-02).

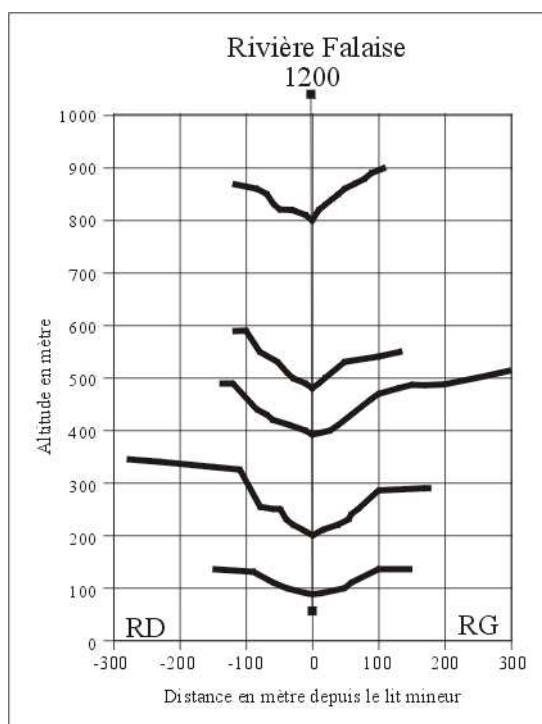
Les bassins versants sont généralement étroits, allongés, avec plutôt un réseau parallèle et peu hiérarchisé. Les transferts sont rapides et simples en raison de l'absence d'effet concentrateur. Le plus grand mesure 8,5 km de longueur (Rivière Pocquet) et le plus petit 2,1 km (Ravine des Galets). Le bassin versant de la Grande Rivière est original par son côté palmé (GUISCAFRE J. *et al.*, 1976), et le réseau de type dendritique. Son régime hydrologique serait plus à rapprocher de la façade orientale de l'ancien massif volcanique du Morne Jacob (GUISCAFRE J. *et al.*, 1976). Les cours d'eau du massif sont généralement rectilignes et ne présentent que peu de sinuosités (appendice 2, § A2- 1, tableaux A2-01 et A2-03) en conformité avec la forme de bassins versants. Les cours d'eau se caractérisent par des courbes hypsométriques assez régulières et des profils longitudinaux plutôt rectilignes (appendice 2, § A2- 1, figures A2-03 et A2-04) qui témoignent de la relative "jeunesse" de leur évolution et de l'absence de barres ou verrous rocheux (MEUNIER M., 1999, HAYAKAWA Y.S. *et al.*, 2006, 2008, 2009).

En raison d'une densité de drainage élevée (entre 4 et 6 km⁻¹), la longueur des versants est en moyenne de 100 m (appendice 2, § A2- 1, tableaux A2-01 et A2-02), ce qui, combinée aux pentes importantes de ces derniers, conduit à un ruissellement rapide des eaux météorites dans le réseau hydrographique. Seule l'infiltration des eaux dans les sols, très importante en milieu volcanique (BARCELO A., 1996; MEUNIER M., 1999; DERRUAU M., 2008; appendice 2, § A2- 3.5.2, tableaux A2-16 et A2-19, figures A2-16), pourra limiter cette rapidité de réponse.

Aidé par la perméabilité des dépôts (DERRUAU M., 1958), le lit des rivières est très encaissé en raison principalement des pentes fortes qui engendrent des crues brutales avec des transports solides abondants (GUISCAFRE J. *et al.*, 1976). L'incision rapide permet le développement de berges verticales formant des gorges.

Les profils transversaux des vallées forment un grand V quand les échines montagneuses délimitent les bassins versants alors qu'ils ont une forme de U quand les cours d'eau traversent les piedmonts. L'évolution des profils transversaux (appendice 2, figure A2-05) du bassin versant de la Rivière Falaise illustre bien cette évolution vers l'aval, du paysage de crêtes vers celui de plateaux (figure 16). Ces derniers, autour du volcan (flanc Atlantique et le sud du flanc Caraïbe, figure 09) sont assez bien étagés (figure 17). La région du Prêcheur, sans glacis d'accumulation développé, ne possède pas cette organisation spécifique. Les surfaces peu pentues, occupées par l'agriculture, sont réparties aléatoirement. Les bassins versants du Conil sont entièrement boisés.

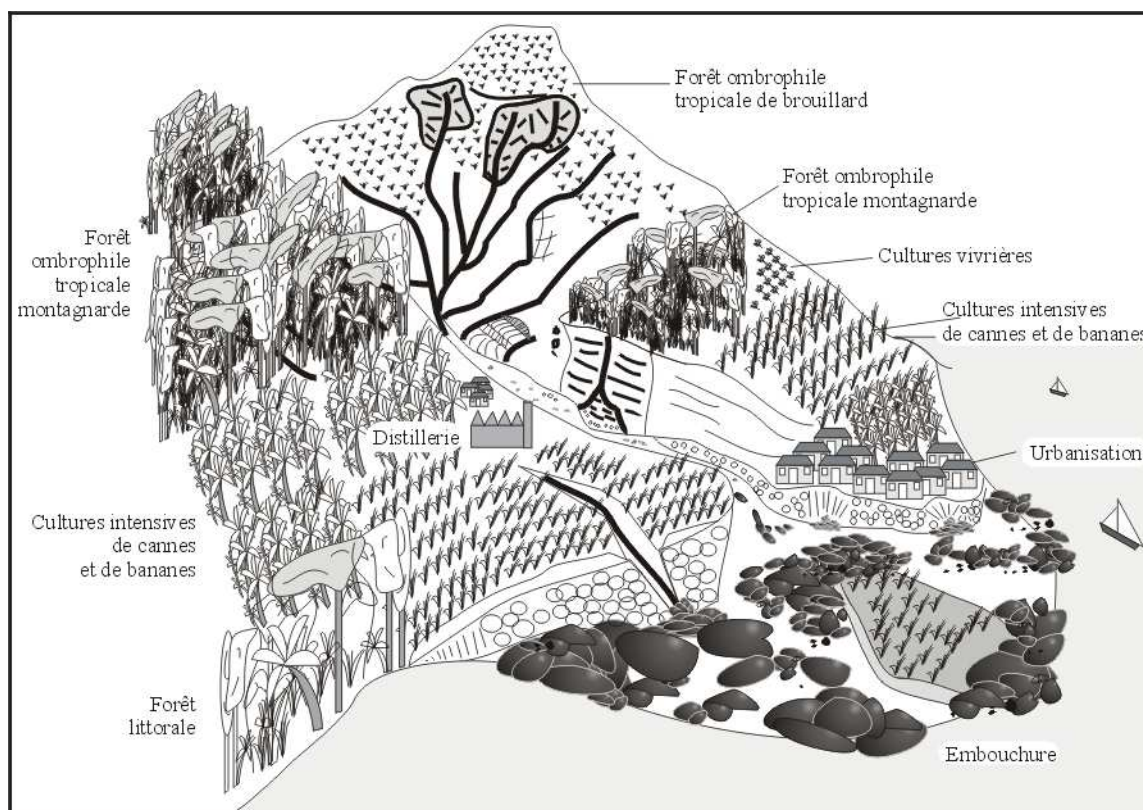
Figure 16. Les profils transversaux de la vallée de la Rivière Falaise



Source : Appendice 2, figure A2-05

Les bassins versants du massif, au-dessus de 500 m d'altitude, sont généralement vierges de toute activité humaine. Seules, les régions du Morne Rouge et d'Ajoupa-Bouillon sont occupées par des terrains agricoles jusqu'à 700 m d'altitude. Les forêts du massif de la Montagne Pelée, occupant l'intégralité des espaces naturels, restent le meilleur protecteur des sols (RIOU G. 1990; MEUNIER M. *et al.*, 1993; CROSAY Y. *et al.*, 1999) et contribuent aussi à retenir les blocs en déséquilibre sur les versants. Elles ont été très largement exploitées par le passé pour la construction et pour la production de bois de chauffage. Seuls quelques versants reculés dans les pitons du Conil sont restés totalement intacts (FIARD J.P., 1994) sans impact anthropique notable. Les forêts ont également été plus ou moins partiellement détruites par les éruptions. Cependant, la forêt possède un pouvoir de recolonisation important (SASTRE C. *et al.*, 1985), même si les dépôts de 1902 et 1929 ne sont désormais occupés que par des fougères, des broussailles et une strate arbustive clairsemée de quelques mètres de hauteur. L'effet d'abri, l'exploitation des carrières, la présence d'animaux caprins divagants ainsi que les feux récurrents en Carême sont des freins à la recolonisation arbustive.

Figure 17. Agencement type des flancs de la Montagne Pelée



Conception : LALUBIE G.

Les impacts hydro-géomorphologiques de l'anthropisation reviennent essentiellement à une urbanisation qui empiète les surfaces inondables et qui augmente encore la rapidité de réponse du ruissellement pluvial (tableau 01).

2.2.2. Un régime hydrologique torrentiel saccadé, marqué par des crues morphogènes

Tout comme les limnimètres sont rares sur la Montagne Pelée, les mesures hydro-météorologiques sont également très succinctes (figure 18). Il n'existe que très peu de données sur l'évapotranspiration et sur l'état hydrique des sols. La station de mesure de MétéoFrance, au vent et à mi-pente de l'édifice, indique des sols constamment gorgés d'eau (appendice 2, figure A2-14), avec une diminution des réserves utiles observable seulement en fin de Carême (ALBERT P. *et al.*, 1999).

Tableau 01. L'occupation du sol des bassins versants

Bassin versant	Surface naturelle (km ²)	%	Surface urbanisée (km ²)	%	Surface hab. dispersé (km ²)	%	Surface carrière (km ²)	%	Surface outures intensives (km ²)	%	Surface maraichage prairie (km ²)	%	Surface prairie (km ²)	%	Surface verger (km ²)	%	km de route
Rivière Roxelane	4,50	64,5	0,136	2	0,684	9,5			0,764	10,5	0,244	3,5	0,204	3	0,16	2	12
Rivière des Péres	4,28	58,5	0,032	0,5			0,184	2,5	1,488	20,5	0,048	0,5			0,364	5	1,6
Rivière Sèche	5,36	95,5					0,084	1,5			0,116	2			0,052	1	0
Rivière Claire	2,99	99					0,08	1									0
Ravine Fond Canonville	2,32	94			0,056	2,5	0,088	3,5									1,3
Rivière Pointe Lamare	3,08	80,5	0,02	0,5							0,596	15,5	0,132	3,5			8,5
Ravine Pierre Akar	1,95	86	0,104	5							0,188	9					1,1
Rivière du Précheur	5,93	96,5	0,052	1					0,048	1	0,02	0,5	0,06	1			3,9
Ravine Démaré	0,69	66,5	0,032	3							0,256	24	0,02	2	0,048	4,5	1
Ravine Anse Belleville	1,13	73									0,104	6,5	0,152	10	0,16	10,5	1,4
Rivière Anse Céron	5,39	96									0,18	3	0,032	0,5	0,016	0,5	2,5
Rivière Anse Couleuvre	1,64	100															0
Ravine des Galets	1,24	100															0
Rivière Trois Bras	2,52	100															0
Rivière des Oranges	1,34	93									0,104	7					0
Grande Rivière	10,45	97,5	0,08	0,5					0,056	0,5	0,072	0,5	0,084	1	0,024		0,2
Rivière Potiche	0,98	67,5							0,384	25,5	0,108	7					0,07
Rivière Lagarde	1,58	78	0,016	1					0,348	17	0,084	4					1
Rivière de Macouba	3,92	75,5	0,028	0,5	0,018	0,5			1,164	22	0,084	1,5					4,2
Rivière Roche	1,88	65	0,02	0,5	0,06	2			0,7	23,5	0,22	7,5	0,04	1,5			3,5
Rivière Hackaert	0,64	40	0,04	2,5	0,08	5			0,84	50			0,04	2,5			4,1
Rivière de Basse Pointe	3,05	54	0,14	2					2,82	43			0,072	1			6,4
Rivière Pocquet	5,34	55,5			0,347	3,5			3,132	32	0,892	9					20
Rivière Falaise	4,25	61,5			1,392	22,5			0,856	14	0,116	2					12,7
Rivière Ravine	0,88	36			0,056	3			0,876	46	0,284	15					1,7
Rivière Blanche	0,76	46,5							0,476	29	0,22	13,5	0,176	11			1,4
Rivière Cloche	0,89	68,5							0,352	27			0,06	4,5			1,9
Rivière Moulin	0,64	50							0,552	42,5	0,096	7,5					1,9
moyenne		74,9															3,44

Source: Carte IGN TOP 25, 4501MT;

Conception : LALUBIE G.

Ainsi, malgré des conditions d'évapotranspiration intenses, de températures élevées, de vent soutenu, de rayonnement et d'insolation importants, les versants ont un bilan hydrique positif sur la majorité du massif de la Pelée. Ainsi, le climat intertropical maritime de la Martinique, avec ses précipitations volumineuses et intenses (figure 18), favorisent le ruissellement et le maintien du débit dans les cours d'eau. Pour l'étude, nous parlerons de quatre types de précipitations (tableau 02) pour illustrer nos propos donnant des crues du même qualificatif.

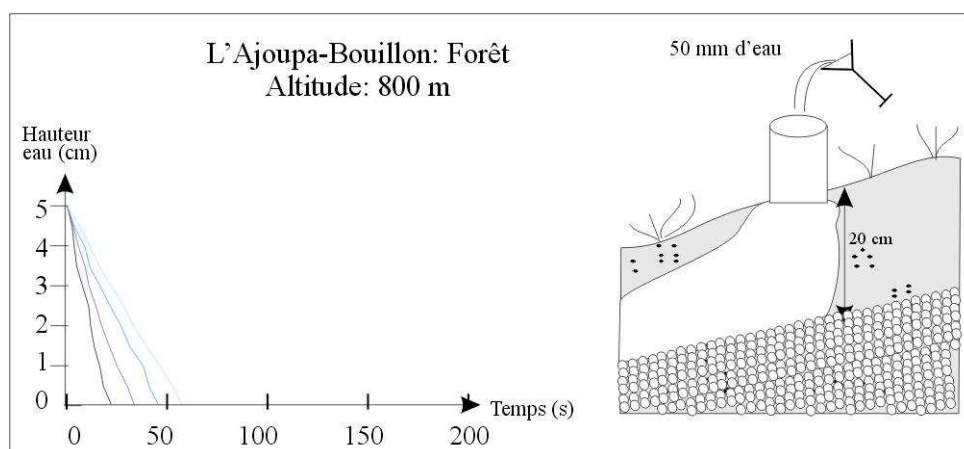
Tableau 02. Dénomination des précipitations pour caractériser leur impact sur la dynamique torrentielle

Type de précipitations en fonction de la hauteur de pluie	Hauteur de l'averse de 0,5 h	Hauteur de pluie journalière
Précipitations courantes	< à 5 mm	< à 30 mm
Précipitations intenses (normales)	20 mm	50 mm
Précipitations remarquables	50 mm	100 mm
Précipitations exceptionnelles	> à 100 mm	> à 150 mm

Conception : LALUBIE G.

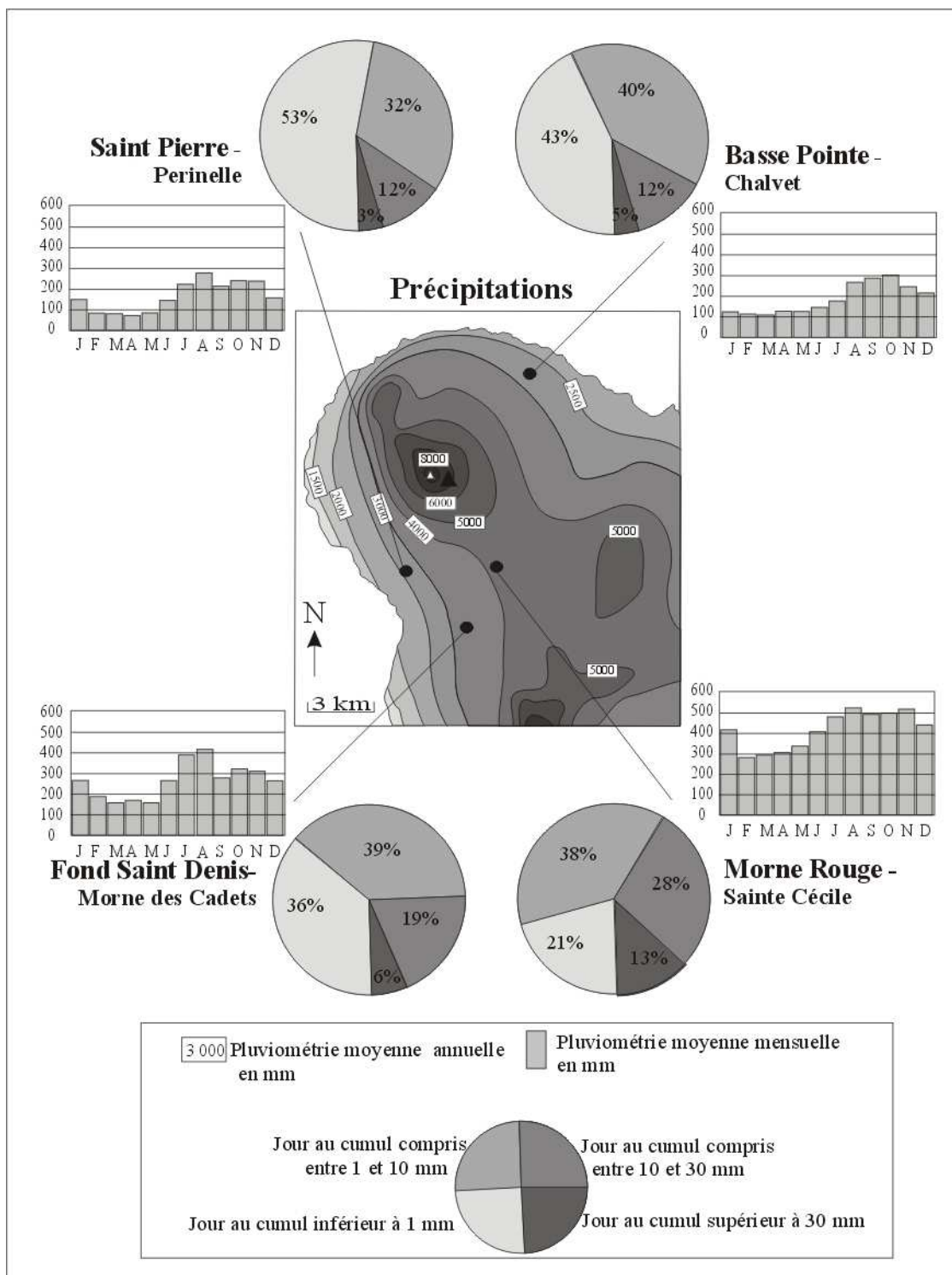
Sur la Montagne Pelée, la capacité d'infiltration des sols est considérable (MEUNIER M., 1999; figure 19; appendice 2, § A2- 3.5.2), tout comme les coulées pyroclastiques recouvrantes assez poreuses du fait de leur granulométrie hétérogène non classée et leur caractère peu induré (SOLLSTREINER P. *et al.* 2000). Ainsi, le ruissellement pluvial superficiel ne devient efficace que pour les averses remarquables à exceptionnelles.

Figure 19. La capacité d'infiltration des sols en altitude



Source : Appendice 2, figure A2-16

Figure 18. Les précipitations reçues par le massif de la Montagne Pelée



Conception : LALUBIE G. (2006)

Source : LASSERRE G., Atlas DOM,CNRS/IGN, (1976); ALBERT P. *et al.* (1999)

En revanche, quand les cours d'eau ont atteint les formations moins perméables de la paléo-Pelée, les résurgences des eaux infiltrées en surface sortant de l'interface maintiennent le débit de base, même en saison sèche. Les débits minimaux des cours d'eau pendant le carême sont relativement corrélés avec la hauteur de pluie bimensuelle, engendrant donc un décalage de deux mois entre un déficit hydrique majeur et la diminution sensible du débit (GUISCAFRE J. *et al.*, 1976). Les jaugeages ponctuels, réalisés en Carême (GUISCAFRE J. *et al.*, 1976; MARRAS P., 1997, Appendice 2, tableau A2-13) montrent des débits d'étiages spécifiques compris entre 20 et $30.10^{-3} \text{ m}^3.\text{s}^{-1}.\text{km}^{-2}$, avec un rapport de 0,4 à 0,7 par rapport au débit de base en hivernage (Appendice 2, tableau A2-13). Sur le flanc Caraïbe, les débits de basses eaux se perdent dans les alluvions : aux embouchures, les débits sont nuls de la Rivière du Prêcheur jusqu'à la Rivière des Pères (GUISCAFRE J. *et al.*, 1976). Les prélèvements d'eau, pour les carrières essentiellement, contribuent également au phénomène naturel d'assèchement vers l'aval.

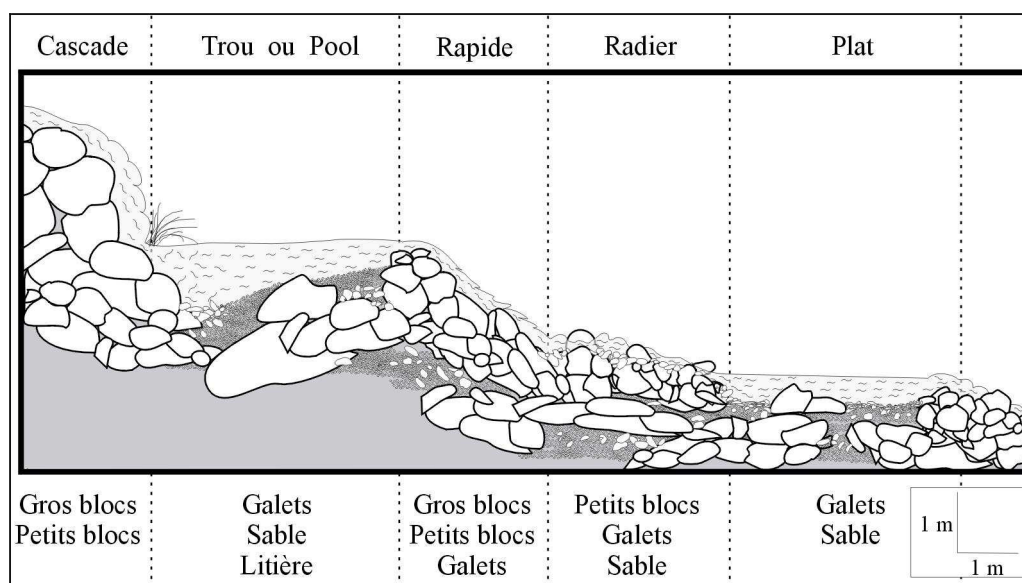
En règle générale, la limpidité des eaux descendant de la Montagne Pelée pourrait laisser croire à des eaux de bonne qualité. Cependant, en relation avec l'occupation des sols (tableau 01), la pollution est présente, par les produits phytosanitaires, les rejets urbains et industriels. L'exiguïté des bassins versants et la vitesse d'écoulement permettent une évacuation rapide des polluants dans le milieu marin, mais ne limitent pas, en revanche, les accumulations de produits phytosanitaires dans la chaîne trophique (DIREN/ODE, 2009), rendant la pêche interdite par décision préfectorale, jusqu'à nouvel ordre.

Les débits morphogènes se situent essentiellement pendant l'hivernage. Les précipitations orogéniques, de convection ou dépressionnaires, à caractère remarquable ou exceptionnel, engendrent des crues torrentielles. En l'absence d'hydrogramme rattaché aux hyétogrammes, nous sommes réduit à observer les comportements des crues à travers des modèles établis sur les cours d'eau du massif des Pitons du Carbet, ce qui impose des réserves. En effet, les superficies des bassins versants sont généralement supérieures à celles de la Montagne Pelée et le réseau hydrographique, les versants et les sols sont beaucoup plus évolués. Plusieurs modèles hydrauliques reliant les précipitations au débit de crue ont été réalisés (GUISCRAFE J. *et al.*, 1976; MEUNIER M., 1999; GRAFF B., 2004; ARNAUD P., 2006). Ces modèles ont été réalisés pour les torrents du nord de la Martinique, aux bassins versants allant de 4 à 65 km² et pour des précipitations d'une durée de 5 min à 24 h (appendice 2, § A2- 3.4.3). Leurs auteurs les ont calés sur quelques cours d'eau ayant des données hydrologiques viables (la Rivière Lézarde et la Rivière Capot). Ils considèrent tout de même leur modèle également recevable pour les torrents du massif de la Montagne

Pelée (nos travaux présentés dans cette thèse nous incitent à plus de prudence, en raison des matériaux transportés). Les valeurs caractéristiques des crues calculées par les différents modèles, au niveau de la Station Trois Ponts sur la Roxelane pour une averse de 100 mm en une heure, sont relativement équivalentes (appendice 3, § A3- 4, tableau A3-09). Ces différents modèles ne peuvent être utilisés que pour donner un simple ordre de grandeur, car aucune mesure ne permet vraiment de les comparer avec un événement réel jaugé. En revanche, on peut décrire le phénomène qualitativement, car il fut souvent observé aussi bien durant nos sorties sur le terrain que par des riverains avec lesquels nous sommes entretenus. Au bout de dix minutes de pluie intense, les cours d'eau dans le bassin de réception commencent à réagir et à transporter beaucoup de débris végétaux. Si l'averse continue, en dix minutes encore, le lit mineur est à plein bord jusqu'à atteindre un pic de crue : la hauteur d'eau est comprise entre 0,5 et 1,5 m. Les eaux sont chargées en sédiments fins et en gros débris végétaux. Parfois, il est possible d'entendre les petits blocs s'entrechoquer lors de leur charriage. Plus en aval, dans le chenal de transition, le cours d'eau en s'élargissant tarde un peu à réagir, mais les pentes importantes favorisent une propagation rapide de la crue venant de l'amont. Les hydrogrammes de crue calculés montrent des montées d'eau en une heure pour des temps de concentration compris aux alentours de la demi-heure (appendice 2, tableau A2-03).

Parfois, lors des cyclones, mais pas nécessairement, les précipitations dépassent les intensités normalement enregistrées et les crues deviennent exceptionnelles. Dorothy en 1970 et surtout Cindy en 1993 sont les derniers événements majeurs. Cindy a provoqué des crues redoutables, estimées de récurrence centennale par les spécialistes (PERINET F., 1995c; MEUNIER M., 1999). Les débits instantanés maximaux estimés sont de plus de 200 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ pour la Grande Rivière ou 120 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ pour la Rivière Roxelane (PERINET F., 1995a,1995b). Pour cet épisode, le CETE d'Aix en Provence (1995) estimait le débit de pointe de la Grande Rivière à 250 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ (MEUNIER M., 1999). Ces valeurs extrêmes (section d'eau d'environ 2,5 m de haut sur 20 m de large à une vitesse de 3,2 $\text{m}.\text{s}^{-1}$) modifient fortement la morphologie du lit, car les transports solides y sont très importants. Elles engendrent des débordements dès qu'un obstacle gêne la liberté d'écoulement. Aujourd'hui, les pseudo-lits majeurs et les berges des cours d'eau du massif présentent le faciès laissé par cette crue (appendice 2, § A2- 2.4). La végétation arbustive au fond des gorges présente le même âge tout autour du massif, à l'exception des quelques rares spécimens âgés qui ont résisté à la crue. Les crues suivantes n'ont fait que remodeler l'intérieur du lit mineur en façonnant notamment des faciès cascades et des pools (figure 20).

Figure 20. Les faciès d'écoulement et de leur substrat dominant



Conception : LALUBIE G.

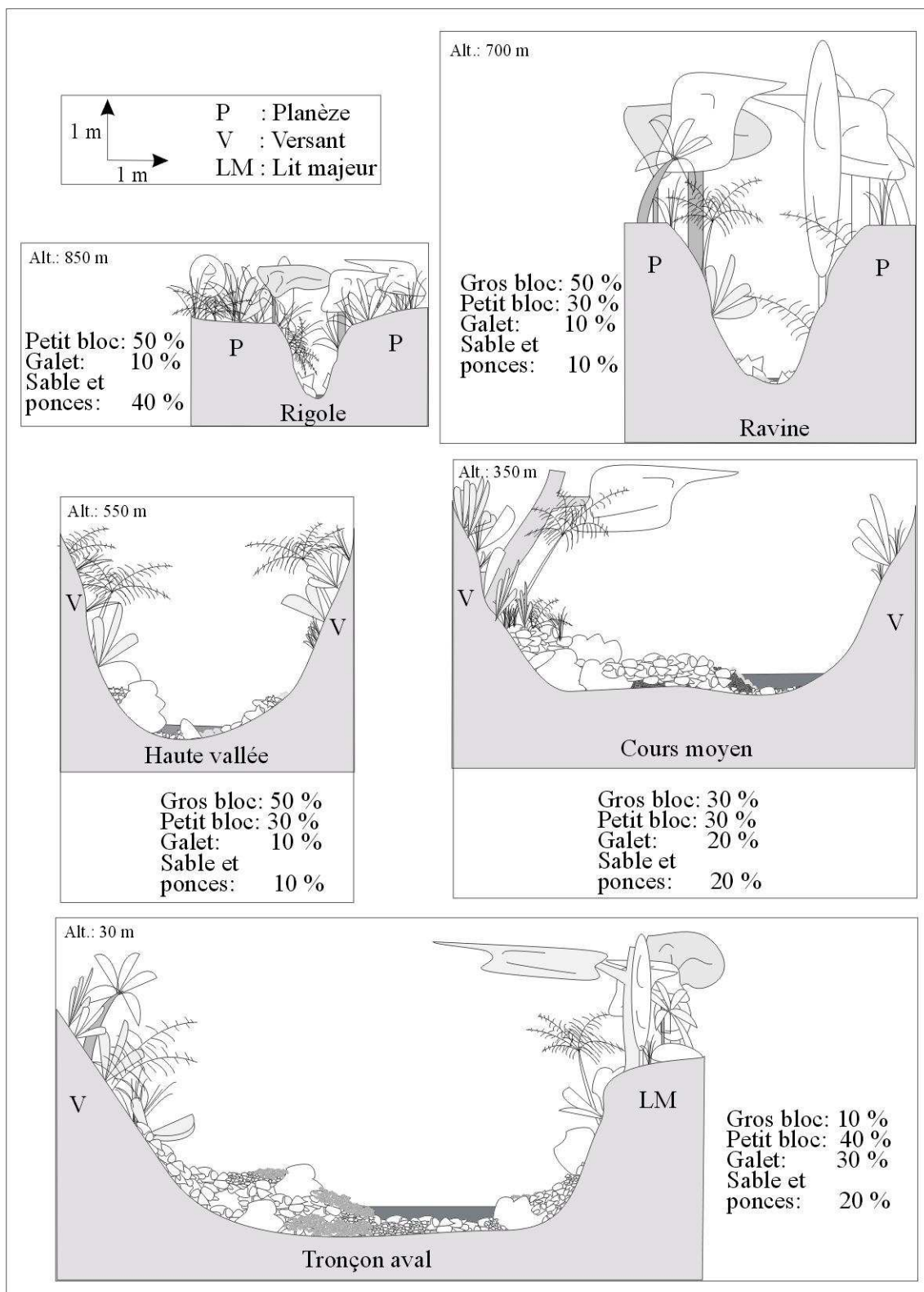
Source : MALAVOI J.R. et al., (2002)

Les berges sont assez peu végétalisées car les matériaux fins et les végétaux sont périodiquement arrachés. Ces crues exceptionnelles ont un impact morphogénique considérable.

2.2.3. Une dynamique torrentielle vers une capacité maximale de charriage

Les cours d'eau de la Montagne Pelée peuvent être considérés comme des torrents à lit fixe évoluant en torrents à lit mobile (MEUNIER M., 1999). En raison des pentes très fortes en tête de bassin versant, entre 30 et 66 %, la pente moyenne des cours d'eau est de 14 % (Appendice 2, tableau A2-03). Elle reste supérieure à quelques pour cent en amont de l'embouchure (Appendice 2, figure A2-02). Dans le chenal de transition, les profils transversaux du lit et les faciès d'écoulement évoluent également vers l'aval (figure 21), en relation avec la pente, le régime hydrologique mais également avec la superficie drainée. L'eau serpente entre les gros blocs pour former une succession de faciès cascade-pool (figure 20). Quand les pentes diminuent, et si le débit le permet, les radiers et les rapides deviennent majoritaires, et en ce même temps les blocs de dimensions métriques se raréfient au bénéfice de substrats moins grossiers (sable, galets et petits blocs).

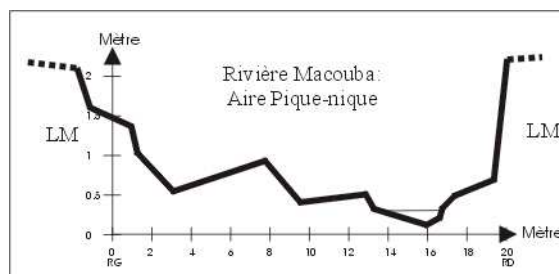
Figure 21. Profils transversaux types de la Rivière Roxelane en fonction de l'altitude



Conception : LALUBIE G.

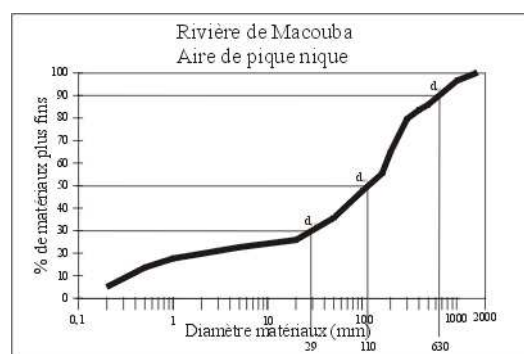
L'aspect des lits est alors caractéristique des lits torrentiels mobiles à fort charriage. On y rencontre la présence de bancs chaotiques à pentes latérales raides, des bras secondaires et le tressage des divers chenaux à des altitudes différentes (figure 22). Le lit mineur est mobile et occupe généralement entre 5 à 10 fois la largeur du chenal d'écoulement en écoulement normal, ce qui rend compte du stock alluvial considérable. Il est composé de toutes les granulométries comprises entre les sables fins et les gros blocs métriques (figure 23). Quelques blocs monstrueux, de plusieurs dizaines de mètres cubes, sont parfois présents dans le lit (planche photographique 1). Il est toujours difficile de déterminer s'ils proviennent des éboulements des versants ou s'ils descendent le cours depuis l'amont par charriage, impliquant de ce fait des capacités de transport phénoménales.

Figure 22. Profil transversal de la Rivière de Macouba



Source : Appendice 2, figure A2-08

Figure 23. Courbe granulométrique de la Rivière de Macouba



Source : Appendice 2, figure A2-09

Les plus gros blocs mesurés vont de 40 cm pour la Rivière Hackaert à 2,4 m pour la Rivière des Oranges. N'intervenant généralement pas dans les modifications morphologiques du lit, les matériaux de lessivage ont un diamètre inférieur à quelques millimètres (MEUNIER M., 1999). On les retrouve en faible proportion dans le substrat des cours d'eau. Cela permet d'exclure les matériaux d'érosion agricole dans les processus morphodynamiques directs des cours d'eau (MEUNIER M., 1999).

Les cônes de déjection sont largement influencés par la remontée du niveau marin (ANTHONY E.J., 2005) : en Martinique d'un peu plus de 100 m en 18 000 ans (SAFFACHE P., 1998), depuis la dernière glaciation Würmienne. Les basses vallées se sont trouvées noyées et ont formé une ria pour chaque cours d'eau (WESTERCAMP D. *et al.*, 1990). Les matériaux mobilisés par les processus fluviaux, lahariques et éruptifs ont comblé le fond de la baie par un cône de déjection développé, jusqu'à former un éventail alluvial pour les plus grands cours d'eau. Sur la côte sous le vent, les apports solides torrentiels ont constitué des petites plaines littorales étroites volcanoclastiques, rectilignes, peu surélevées du niveau marin et en très légère pente douce vers l'aval. Ces rares surfaces planes côtières

concentrent une majorité de l'habitat concentré des bourgs (PAGNEY F., 2007), mais également d'habitat dispersé dans un paysage rural.

Ainsi, au regard de la taille des blocs présents dans le lit des cours d'eau du massif de la Montagne Pelée (planche photographique 1) et de l'importance des plages des dépôts dans le lit mineur après les crues importantes, il apparaît clairement que le transport solide prend une large part dans la dynamique torrentielle (MEUNIER M., 1999).

Planche photographique 01. Un bloc plurimétrique dans la Rivière du Prêcheur



Photographie : LALUBIE G. (2001)

Les apports de matériaux sont assurés par la nature récente et explosive de l'édifice et par l'incision rapide des cours d'eau. Ainsi, en plus des processus habituels de fournitures en matériaux en tête de bassin versant, à l'intérieur du bassin de réception par les processus de ravinement et de mouvement de terrain en masse, les apports solides sont également assurés par les ruptures des berges et les écroulements des escarpements des gorges par affouillement tout au long du lit (planche photographique 02), avec éventuellement des glissements de versants régressifs, plus en amont en amont, pour rétablir une pente d'équilibre (MEUNIER M., 1999). Cependant, quand la fourniture en matériaux par les versants est insuffisante, les cours d'eau à fond mobile ont la capacité de s'en procurer dans le stock alluvionnaire important, par affouillement latéral ou incision verticale : ces deux processus activant d'autant la fourniture en matériaux par les versants.

Planche photographique 02. Des apports de matériaux à différentes échelles

A) Erosion des berges sur la Rivière Claire



Enfoncement du cours d'eau

B) Eroulement d'un pan de versant dans la Rivière Falaise



C) Glissement du versant en entier de dépôts historiques dans la Rivière Claire



Plan de rupture

Photographies: LALUBIE G. (2001 et 2007)

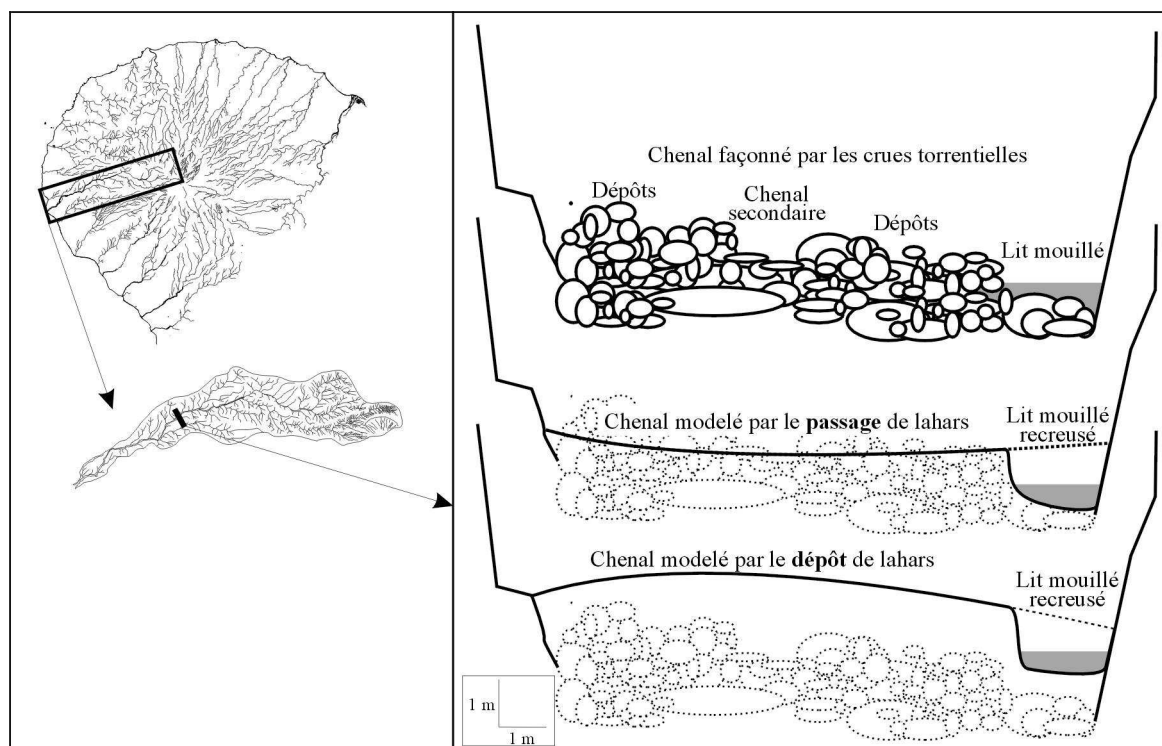
Nous sommes ainsi en présence d'interactions entre les facteurs générateurs de matériaux, où les agents de transport sont également des agents de déstabilisation de versant quand les lignes d'eau viennent buter et affouiller la paroi de la gorge (MEUNIER M., 1999).

Généralement, autour de la Pelée, s'ils ne sont pas artificialisés ou perturbés par des apports de matériaux importants, les cours d'eau sont en phase d'érosion et les traces d'enfoncement du lit sont courantes (arbres déchaussés et formes d'érosion sur les berges). En raison d'une fourniture abondante en matériaux grossiers sur l'ensemble du cours, d'un stock alluvial considérable et des pentes prononcées, les transports solides par charriage sont aux alentours de la capacité maximale de transport des débits liquides (MEUNIER M., 1999). Une telle activité de ces processus d'érosion et de transports solides dans les bassins versants engendre des conséquences préjudiciables pour les activités humaines : perte de surface agricole, dépôts aggravant les crues, affouillement des berges, divagation du lit, chocs détruisant les ouvrages d'art...

La Rivière du Prêcheur est le cours d'eau qui pose actuellement le plus de soucis en terme de lahars (BOULOC J., 1981; SAFFACHE P., 1998a; SEDAN O., 1998; CLOUARD V., 2009). A la suite d'écroulements de grande ampleur, sur un mouvement de terrain actif en amont de bassin versant, des coulées boueuses se propagent dans le cours d'eau (BOULOC J., 1981; SEDAN O., 1998). Elles sont relativement fréquentes (une par décennie environ), et surtout menacent une partie du bourg du Prêcheur, installé sur le cône de déjection, de part et d'autre de l'embouchure (appendice 7, § A7- 1.2).

Ce cours d'eau est donc équipé d'un dispositif de surveillance de surveillance géré par l'Observatoire de la Montagne Pelée (O.V.S.M.), afin d'alerter dans les meilleurs délais la population du bourg de l'arrivée imminente des coulées (une dizaine de minute, appendice 7, § A7- 1.5). Le passage des lahars non éruptifs modifie grandement l'aspect général du lit (figure 24). Lorsque le lahar est passé sans s'arrêter, le profil transversal aplani est plutôt concave. Quand la coulée s'immobilise, les dépôts laissent un profil transversal aplani plutôt convexe (MEUNIER M., 1999).

Figure 24. Evolution du profil transversal de la Rivière du Prêcheur après un lahar



Source : MEUNIER (1999) modifié

Les types de cours d'eau à définir plus précisément

Trop souvent, dans les travaux s'intéressant au cours d'eau de la Martinique, on ne rencontre qu'une simple différenciation entre le réseau hydrographique du nord et celui du sud de la Martinique, en raison des plaines alluviales méridionales étendues sur lesquelles les cours d'eau serpentent avant l'embouchure. Or, en raison de la composante "*volcanisme actif*", la spécificité des cours d'eau du massif de la Montagne Pelée est manifeste (GUISCAFRE J. *et al.*, 1976; MEUNIER M., 1999). Elle y est toute autant que la différence d'exposition par rapport aux alizés, distinction également constatée (GUISCAFRE J. *et al.*, 1976; MEUNIER M., 1999). Cependant, quand la délimitation au vent/sous le vent est retenue pour les cours d'eau de la Pelée, ceux du Conil, entre l'Anse Céron et Grand-Rivière, sont parfois considérés comme étant "au vent" en privilégiant avant tout le régime hydrologique (GUISCAFRE J. *et al.*, 1976) ou alors "sous le vent", si l'on s'attache à la dynamique des crues torrentielles (MEUNIER M., 1999).

Nous voyons par cet exemple, qu'il est nécessaire de s'intéresser plus en détail aux cours d'eau du massif de la Montagne Pelée, pour, entre autre, lever cette ambiguïté. De même, la distinction indiscutable "au vent" / "sous le vent" est-elle seulement imputable aux conditions météorologiques ? Quel est l'impact de la variabilité de différents paramètres d'ordre

volcanologique sur la dynamique torrentielle ? Les ravines sèches du flanc sous le vent posent également un problème de risque torrentiel accru, car ces dernières, constituées d'une granulométrie uniforme et plus fine (Appendice 2, figure A2-09), sont rapidement occupées par l'activité humaine (MEUNIER M., 1999). C'est en réfléchissant à toutes ces questions, autour de la variabilité de la dynamique torrentielle, que nous pourrions déterminer les conséquences de celle-ci sur la gestion du risque inondation.

2.3. La gestion des risques s'organise sur le massif de la Montagne Pelée

Des enjeux modestes, mais un secteur primaire indispensable pour l'île

La gestion des risques commence inévitablement par la mesure des enjeux et de leur vulnérabilité. Nous avons vu dans l'introduction, comment la vulnérabilité était à la fois amoindrie en raison du statut politique (constructions et infrastructures adaptées à l'environnement, organisation et coopération internationale), et à la fois accentuée par l'effet de dépendance vis-à-vis de l'unique route côtière pour sortir du massif.

Pour être évalués stratégiquement, les enjeux présents sur le massif doivent être replacés au sein de leur contexte insulaire : la Martinique.

Si la Martinique possède une économie centrée essentiellement sur le secteur tertiaire, elle est également depuis la colonisation une île agricole, avec ses cultures d'exportations (actuellement de bananes et de cannes à sucre pour le rhum). Plus modestement, 47 % (INSEE, 2007) des terres agricoles sont consacrées à la production destinée à la consommation intérieure (élevage, cultures légumières et fruitières). La Martinique se voit contrainte d'importer des denrées alimentaires. Le tourisme sous différentes formes connaît, depuis les années 1980, un fort développement, mais se trouve contrecarré par un accueil pas toujours à la hauteur chez les professionnels et par un manque de coopération entre les intervenants de la filière. Enfin, le tissu industriel martiniquais est réduit et se limite pour l'essentiel à la transformation de produits agricoles locaux. Malgré cette apparence extérieure de pays riche, le taux de chômage voisin de 30%, contrairement à certaines idées reçues, engendre des situations sociales aussi dramatiques que dans les pays tempérés.

Dans ce contexte insulaire de dépendance économique et commerciale, les carrières du massif de la Montagne Pelée représentent une activité économique vitale pour l'île, en contribuant, pour une part majoritaire, à la fourniture de matériaux de construction (sable de très bonne qualité, graviers, blocs et ponces) au secteur du Bâtiment et des Travaux Publics (B.T.P.). Elles ne sont pas directement demandeuses de beaucoup de main d'oeuvre, mais engendrent toute une activité indirecte dans le domaine du transport routier de matériaux. En participant à l'équilibrage de la balance commerciale extérieure de l'île avec les exportations de sable, les quelques exploitations de carrière produisent une véritable richesse, mais qui

ne va guère dans le sens d'un développement durable ! La Montagne Pelée constitue également le deuxième massif "château d'eau" de l'île. Des prises d'eau équipent quasiment l'ensemble des cours d'eau ce qui génère, de ce fait, de nombreux conflits d'usage plus ou moins tendus et parfois médiatisés. Les prélèvements ont une vocation pour l'agriculture (irrigation, conditionnement), l'industrie (distillerie et carrière) et alimentation en eau potable (A.E.P.). On peut estimer que l'ensemble des eaux de la Montagne Pelée prélevées pour l'A.E.P. représente environ 20 % de la consommation de l'île (Comité de Bassin, 1998). Les productions de matériaux et d'eau potable sur le massif sont de réels enjeux économiques pour l'ensemble de l'île.

Les autres secteurs d'activité du massif sont réduits au minimum vital (commerces et services de première nécessité, services publics et municipaux). Ils sont majoritairement situés dans les trois bourgs servant de point d'entrée sur le massif : Saint-Pierre, Le Morne Rouge et Basse-Pointe. Le tourisme vert aurait toute sa place dans une telle région, au patrimoine environnemental si diversifié, mais, son retard de développement ainsi que le caractère grégaire du tourisme de masse rendent cette activité encore assez anecdotique. Le potentiel du patrimoine historique, culturel, scientifique et environnemental de la Montagne Pelée et de Saint-Pierre, de rayonnement mondial, n'est actuellement pas non plus valorisé à sa juste mesure. Le système colonial qui n'a pas facilité un ambitieux plan de reconstruction de la région après l'éruption de 1902, mais également le manque de coopération entre l'ensemble des acteurs concernés, représentent des contraintes lourdes (BURAC M., 2004) face à un projet qui ne peut être attractif que s'il est complet et ambitieux, et ainsi procurer de véritables retombées économiques pour cette région de l'île.

La morosité économique de cette région se traduit par une croissance démographique négative depuis plus de 20 ans, d'environ -0,4 % par an alors qu'elle est à +0,6 % par année pour l'ensemble de l'île. Un peu moins de 20 000 personnes (INSEE 2007) vivent sur les flancs de la Pelée. Sept bourgs sont répartis autour du massif volcanique (figure 01) et seules les communes du Morne-Rouge et d'Ajoupa-Bouillon ne sont pas en bord de mer. Le Morne-Rouge est le bourg le plus proche du cratère, mais carrefour stratégique du nord de l'île et disposant de grands espaces au relief modéré ; c'est la seule commune du massif qui voit sa démographie équilibrée depuis plus de 20 ans, traduisant un bassin d'activité isolé.

Les différentes étapes de l'histoire coloniale de la Martinique et l'histoire volcanologique ont façonné le paysage du massif de la Montagne Pelée. Les hommes ont réoccupé les lieux après les éruptions et certaines productions sont depuis indispensables pour l'ensemble de l'île. Il est donc important de développer des stratégies en vue de minimiser les risques naturels en général et liés au volcan en particulier.

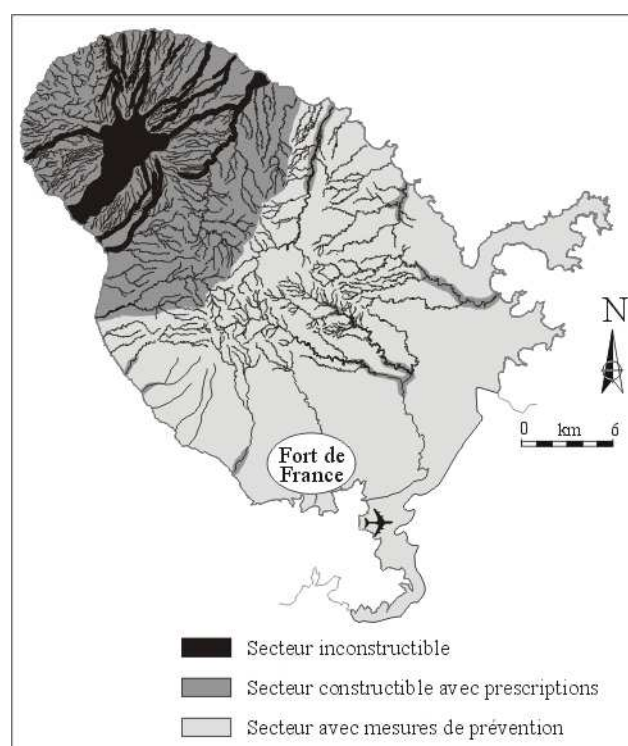
2.3.1. La gestion des risques volcaniques

La gestion des risques volcaniques autour du massif de la Montagne Pelée a commencé par la réalisation de cartes des zones susceptibles d'être menacées par les aléas d'une éruption, menée par le BRGM (STIELTJES L. *et al.*, 1978; WESTERCAMP D., 1985; TRAINEAU H. *et al.*, 1991). Ces cartes prennent en compte les six grands types de dynamismes éruptifs de l'édifice récent, susceptibles de se produire (§ 2-1.2) avec une bouche éruptive située à peu près au même emplacement que pour la dernière éruption. Progressivement, les enjeux ont été intégrés, pour donner des cartes spatialisant le risque, lesquelles prennent en compte le taux d'endommagement (STIELTJES L. *et al.*, 2001; LEONE F. *et al.*, 2006). Des approches essayant de prendre en compte la vulnérabilité ont été tentées de manière qualitative (D'ERCOLE R. *et al.*, 1994a, LESALES T., 2006) ou inversement de manière très quantitative, en calculant les coûts engendrés à la société en intégrant les probabilités d'occurrence (STIELTJES L. *et al.*, 2001). Toutes ces études concernant le risque volcanique mettent en évidence les difficultés pratiques de l'évacuation des populations dans un contexte insulaire de taille réduite (LESALES T., 2006).

De plus, l'évacuation ne peut seulement se réaliser que par trois itinéraires routiers d'évacuation (figure 01), eux-mêmes largement vulnérables aux mouvements de terrain, à la houle côtière et aux débordements du réseau hydrographique. La route atlantique est la moins menacée par ces aléas, mais pour sortir du massif, elle franchit d'abord la Rivière Capot, grosse rivière torrentielle, ayant largement la capacité de rompre cet itinéraire.

Ces travaux ont également abouti à une proposition de carte réglementaire (LEONE F. *et al.*, 2002), incorporée dans le PPR multirisques de la Martinique. Cette carte s'applique dans l'hypothèse d'une éruption maximale crédible (STIELTJES L. *et al.*, 2001), et prévoit trois niveaux croissants de contraintes réglementaires en terme d'occupation du sol (figure 25). La proposition de réglementation fournit également des prescriptions concernant les règles de construction des nouveaux bâtiments, et les actions de prévention à mener vis-à-vis des personnes, des infrastructures et des services concernés.

Figure 25. Le zonage réglementaire du PPR volcanique de la Martinique



Source : LEONE *et al.* (2002) modifié, DDE (2004)

2.3.2. Le PPR inondation de la Martinique

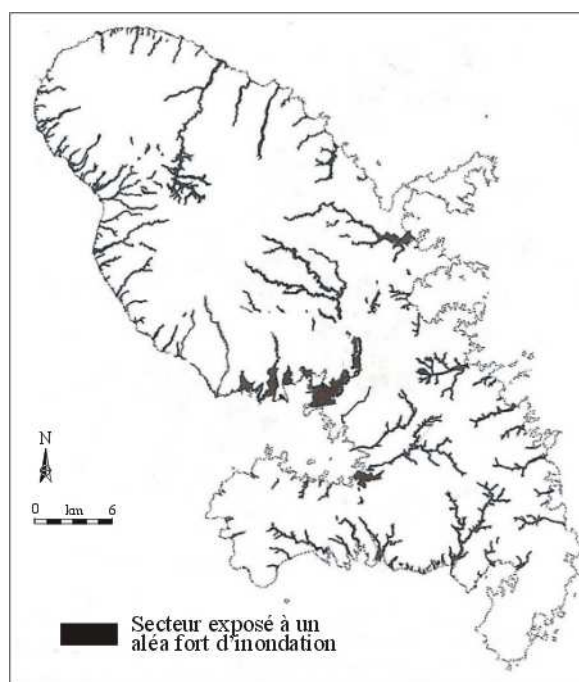
A notre connaissance, avant le PPR Inondation de la Martinique (DDE, 2004), aucune cartographie de l'aléa inondation n'existait à l'échelle de l'île. Les communes étaient dotées chacune d'un Atlas Communal d'Aléas, élaboré par le BRGM, à la fin des années 1990. Ces documents, ne prenant pas en compte les enjeux, étaient particulièrement délicats à intégrer dans les plans d'occupation du sol (POS) communaux. Le PPR inondation de la Martinique (DDE, 2004c, 2004d), réalisé avec une approche hydrogéomorphologique, couvre l'ensemble du territoire (figure 26). Autour de la Montagne Pelée, l'aléa inondation représente environ 5 % du territoire (DDE, 2004a, 2004b), divisé en deux sous-ensembles (sans prendre en compte l'aléa inondation majeur correspondant aux lits mineurs) :

- les zones de l'aléa inondation fort, où les inondations sont les plus fréquentes et génèrent de graves dommages ;
- les zones de l'aléa inondation moyen, aux conséquences moins dramatiques et avec une fréquence moindre.

Puis un tableau matriciel, entre l'intensité de l'aléa et de la présence d'enjeux (trois classes : très forts, forts, modérés) a été élaboré pour définir des zones réglementaires (codées par 5 couleurs) avec l'application de prescriptions particulières quant à l'occupation du sol et aux mesures de protection à prendre.

L'application du PPR inondation est trop récente pour en mesurer l'impact sur l'occupation du sol (DOUCET J., 2009). Actuellement, il devrait être appliqué strictement par les autorités municipales pour les usagers qui entreprennent des demandes d'autorisation de construction, démarche qui n'est pas systématique à la Martinique.

Figure 26. Le zonage réglementaire du PPR inondation de la Martinique



Source : DDE (2004)

2.3.3. Une difficile cohérence de la gestion des risques

La prévention des risques dits naturels est bien délicate en Martinique. En premier lieu les aléas naturels sont nombreux (LEONE F., 2002) et interviennent à des échelles très différentes :

- certains aléas interviennent régulièrement, comme les inondations, les fortes houles ou les cyclones, alors que d'autres sont très espacés dans le temps comme les éruptions, les séismes ou les tsunamis ;

- certains aléas sont localisés, comme les inondations torrentielles et les mouvements de terrain, alors que d'autres sont bien plus étendus comme les séismes ou les cyclones. De plus, des effets de sites s'introduisent pour aggraver l'impact de l'aléa, comme les embâcles pour les inondations ou la liquéfaction des sols durant un séisme ;

- certains aléas sont extrêmement destructeurs, comme les éruptions volcaniques ou les cyclones, alors que d'autres ont un caractère plus modéré comme les inondations de plaine ;

- enfin, certains aléas sont prévisibles, comme les cyclones et les éruptions, alors que d'autres sont soudains comme les séismes, et, parfois, certains phénomènes

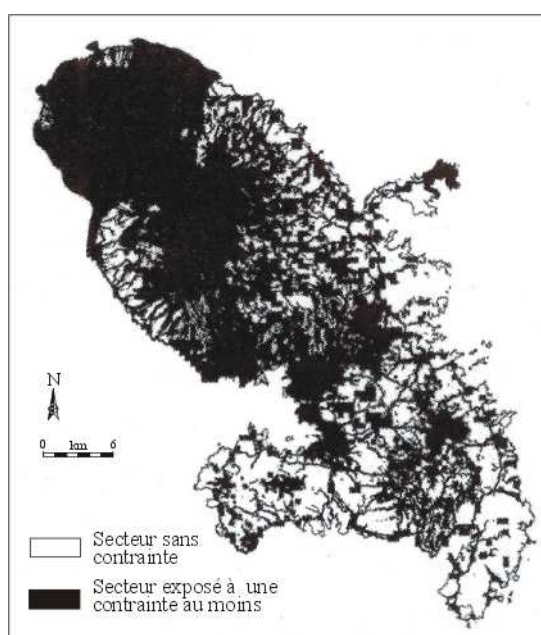
hydrométéorologiques qui surprennent encore (exemple du 5 mai 2009) alors qu'ils sont d'ordinaire bien prévus.

Ces précisions à apporter pour chaque type de menace ne contribuent pas à éclaircir l'information destinée aux professionnels concernés ou au public. Elles sont même parfois utilisées pour tenter de minimiser l'intérêt des contraintes réglementaires liées aux risques naturels dans l'aménagement du territoire. De plus, en cumulant l'intégralité des zones menacées par au moins un aléa, plus de la moitié de la superficie de la Martinique devient concernée (LEONE F., 2002), réduisant les espaces non menacés à un territoire extrêmement morcelé (figure 27).

Si l'on ajoute les espaces protégés pour leur intérêt écologique et patrimonial (domaines forestiers, ZNIEFF, réserves naturelles..., figure 27), certaines communes, comme Saint-Joseph ou le Gros-Morne, dans le centre nord, voient leur territoire devenir inconstructible à plus de 80 %. En tenant compte de l'exiguïté de l'île (1100 km²), de surcroît montagneuse, et de sa forte densité de population de 381 habitants par km² (INSEE, 2007), on peut comprendre la difficulté de concilier le développement socio-économique avec la prévention des catastrophes dites naturelles. Le volet applicable de notre travail cherchera justement à apporter des propositions en accord avec le contexte.

Le lieu de l'implantation du Centre de découverte de la Terre est à ce titre un très bel exemple. En 2002, le choix de l'implantation du Centre de découverte de la Terre de Saint-Pierre, devait s'effectuer devant tout un ensemble de contraintes géographiques, environnementales, économiques, sociales et politiques. Se voulant un outil d'information scientifique, mais également un outil d'apprentissage de la culture du risque à la Martinique, ce grand bâtiment du Conseil Général fut édifié à Saint-Pierre, dans la zone de destruction totale de 1902 (LACROIX A., 1904) et d'aléa volcanique majeur (STIELTJES L. *et al.*, 2001). Toutefois, la construction parasismique (malgré d'énormes porte-à-faux) est assurée par des amortisseurs garantis à toute épreuve. Certaines menaces ont visiblement été privilégiées au détriment d'une autre tout aussi destructrice. Cet exemple illustre bien la difficulté de gérer l'occupation d'un territoire exigu par les décideurs.

Figure 27. La Martinique : un territoire morcelé par un ensemble de contraintes



Source : LEONE F. (2002)

Il est important de ne pas omettre les nécessaires remises en question et améliorations des documents réglementaires de type PPR, en fonction de l'évolution des connaissances de l'aléa (RANÇON J.P., 1994), mais également en fonction des progrès dans l'évaluation de la vulnérabilité des sociétés (LEONE F. *et al.*, 2006). Ces révisions sont cependant plutôt demandées dans l'obtention d'une relaxation des contraintes réglementaires.

Conclusion : Une réponse proportionnelle à la menace à renouveler constamment

L'activité volcanique tout comme l'activité hydro-géomorphologique de la Montagne Pelée maintiennent des rythmes soutenus, bien que différents. Les éruptions rares mais parfois catastrophiques de la Montagne Pelée est un risques particulièrement bien pris en compte avec notamment la surveillance du volcan et son étude approfondie. Les phénomènes destructeurs, mettant en cause le réseau hydrographique du volcan, sont quant à eux bien plus fréquents. Cependant, moins spectaculaires et plus ponctuels dans l'espace, cette menace n'est pas réellement perçue et ne constitue donc pas une préoccupation majeure dans le domaine connaissance du milieu, de l'aménagement du territoire et de la recherche scientifique. C'est pour tenter de combler ce manque réel, surtout en comparaison avec les risques volcanologique directs, que nous abordons cette étude.

En toute logique, la Martinique, un des départements français le plus menacé par les catastrophes d'origine naturelle, est en pointe en matière de prévention des risques. Depuis peu, elle est généralement un des premiers départements à mettre en application ce type de réglementation nationale. Cependant, des améliorations doivent nécessairement intervenir au fur et à mesure que la connaissance scientifique progresse, laquelle s'étoffera essentiellement en grossissant les échelles d'étude, c'est-à-dire en prenant en compte les réalités du terrain qui contrôlent en partie et localement les phénomènes étudiés.

Notre contribution constitue en l'amélioration de la connaissance des différentes manifestations torrentielles qui se produisent dans le réseau hydrographique du volcan, domaine de l'aléa hydro-volcano-géomorphologique, que nous considérons également sous-estimé (THOURET J.C., 1994) sur la Montagne Pelée. Pour cela, nous allons réaliser le diagnostic des caractéristiques hydro-volcano-géomorphologiques.

Chapitre 3

Le diagnostic de la dynamique torrentielle

Introduction : Une approche naturaliste avec peu de données initiales

Nous pensons non seulement que les travaux de géographie se doivent d'avoir un aspect appliqué dans leurs conclusions et qu'ils doivent porter un regard attentionné sur l'observation de la nature nous paraît primordial, afin de ne pas s'en remettre exclusivement aux hypothèses simplificatrices des formules mathématiques. Pour caractériser les aléas hydro-volcano-géomorphologiques de la Montagne Pelée, nous avons utilisé l'ensemble des outils classiques qui étaient à notre disposition pour ce genre d'étude, en privilégiant l'observation du terrain.

Cependant, pour aller au-delà des impressions générales sur une analyse des cours d'eau de la Montagne Pelée (GUISCAFRE J. *et al.*, 1976) ou de l'étude de cas (MEUNIER M., 1999), nous avons été confronté à la nécessité de compléter les données brutes sur le système hydrologique. Nous manquions cruellement de données hydrologiques concernant les lames d'eau transitées sur les bassins versants (précipitation, infiltration, ruissellement) et de mesures de transport solide aussi bien sur les versants que dans le réseau. Face à de telles lacunes, il convenait d'entreprendre une série de mesures, dans les possibilités financières et humaines qui nous étaient imparties. A l'exception des analyses minéralogiques des eaux réalisées dans des laboratoires spécialisés, nous avons réalisé l'ensemble des analyses granulométriques, pédologiques et des eaux de surface au laboratoire Biologie et Organisation des Sols Tropicaux (B.O.S.T.) de l'IRD, à Fort de France (transféré depuis au Lamentin). Les données quantitatives concernant les activités humaines sont généralement reprises des données de l'INSEE et de son tableau économique régional (T.E.R., INSEE 2007) et de la BD TOPO pour le bâti (IGN, 2000).

La batterie de mesures réalisée répond à deux objectifs :

- la réalisation d'une photographie instantanée des caractéristiques hydro-volcano-géomorphologiques, soit une sorte d'état des lieux (travail jusqu'à présent jamais réalisé).
- l'amélioration des connaissances des dynamiques du système hydro-volcano-géomorphologique, malgré les nombreuses difficultés de les appréhender (COQUE R. , 1998), notamment en raison des transferts d'échelle.

3.1. Obtenir une photographie instantanée du système hydrologique

Les échelles d'études

Dans un premier temps, pour étudier l'intégralité du massif, nous nous sommes particulièrement attachés à ses cours d'eau les plus importants, ayant un ordre supérieur ou égal à trois (STRAHLER A.N., 1952). Ils sont au nombre de vingt-huit et ont été découpés en tronçons supposés homogènes (appendice 2, figure A2-01) d'un point de vue de la dynamique torrentielle, en prenant en compte aussi bien le gradient hydro-géomorphologique altitudinal, les conditions géologiques et bioclimatiques que l'anthropisation des cours d'eau.

Dans un second temps, sur chacun de ces cours d'eau, une station a été choisie (figure 28) pour effectuer différentes mesures. De plus, afin de caractériser certains phénomènes spécifiques (lahars, formation du réseau hydrographique, réseau hydrothermal), nous avons réalisé des mesures à plusieurs points sur les cours d'eau concernés, bien évidemment, dans la mesure du possible.

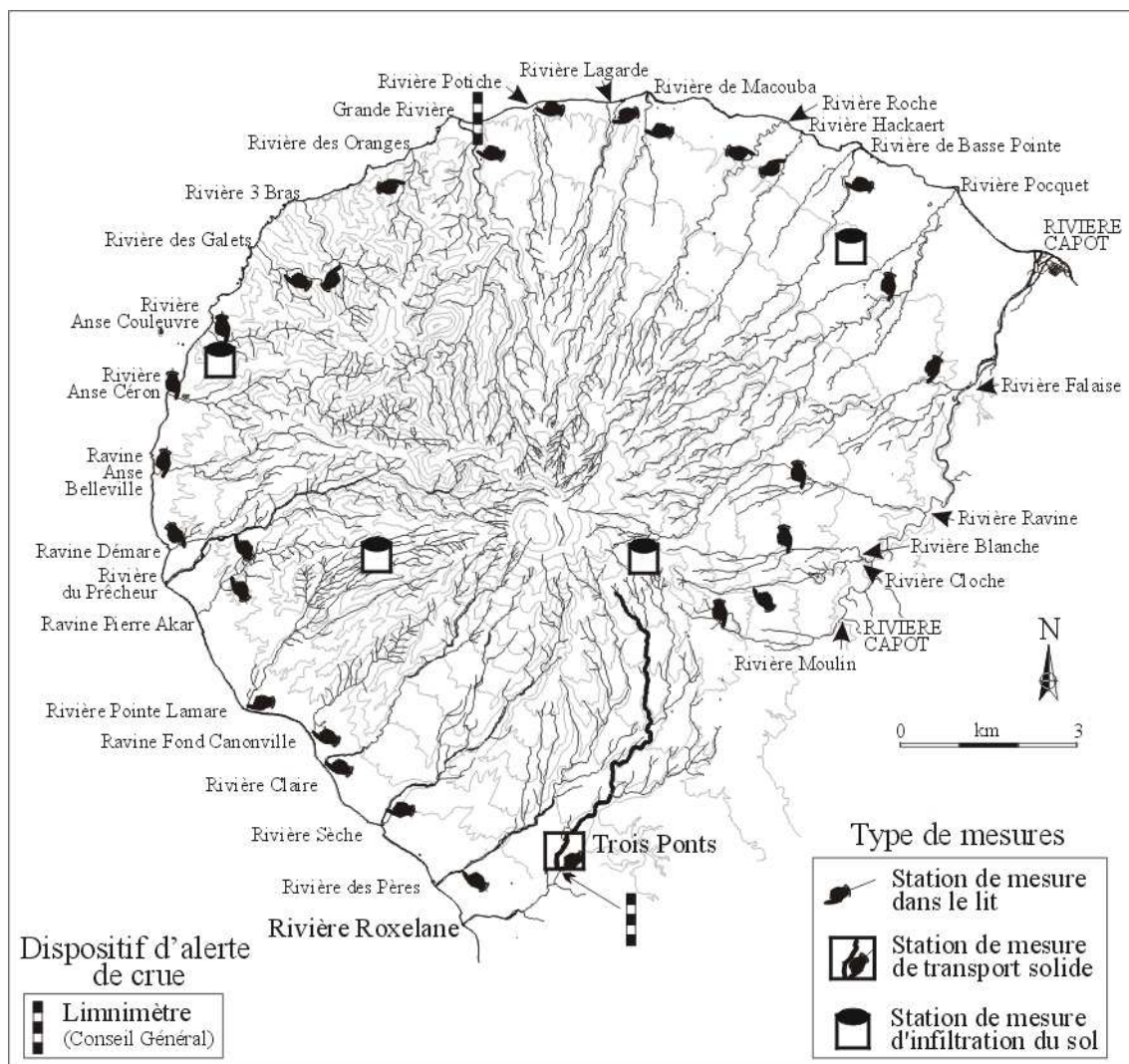
Enfin, afin de comprendre et de quantifier le transport solide des cours d'eau de la Pelée, nous avons choisi d'équiper un cours d'eau (figure 28) avec plusieurs dispositifs. Différentes raisons pratiques nous ont poussé à mesurer le transport solide sur la Rivière Roxelane à la station Trois Ponts (appendice 3, § A3- 1).

3.1.1. Caractérisation des bassins versants et de leur réseau hydrographique

Les **caractéristiques hydro-géomorphologiques** des cours d'eau et de leurs bassins versants ont été déterminées sur la carte IGN au 25 000^{ème} (n° 4501 MT, 1996) avec un planimètre et un curvimètre (couplée avec l'analyse cartographique détaillée). Pour optimiser la précision des mesures manuelles, la carte IGN au 25 000^{ème} a été grossie avec une photocopieuse afin d'atteindre une échelle au 10000^{ème}. Il faut cependant garder à l'esprit que la marge d'erreur de la carte n'en est en aucun cas réduite.

Les **caractéristiques physiques des bassins versants** ont été empruntées à la carte géologique de la Martinique au 50 000^{ème} du BRGM et sa notice (WESTERCAMP D. *et al.* (1990), ainsi que celle plus ancienne au 20 000^{ème} du BRGM, de WESTERCAMP D. *et al.* (1983). Leurs informations respectives peuvent être parfois complémentaires et d'autres fois contradictoires. Des éléments ont également été tirés de la carte des sols de la Martinique au 20 000^{ème} de l'I.R.D. et sa notice (COLMET-DAAGE F. 1969), la carte géomorphologique (PETIT J. *et al.*, 1976) et la carte d'occupation des sols (D.A.F./I.G.N., 1991; D.A.F./CNASEA, 2005).

Figure 28. Les cours d'eau étudiés et les stations de mesures



Source : LALUBIE G. (2001)

La **qualité physique des cours d'eau**, a été caractérisée avec l'application du SEQ Physique (Agence de l'eau, 1998), lequel est un outil informatique pour déterminer l'anthropisation des abords des cours d'eau, la stabilité du milieu et la libre circulation des eaux. C'est une méthode reproductible dans le temps, permettant ainsi d'observer l'évolution de la qualité du milieu physique. Des fiches de terrain, sous forme de questionnaires à choix multiples, sont remplies pendant la visite de chaque tronçon. Les données sont ensuite entrées dans le logiciel SEQ Physique, lequel calcule une note de qualité physique (LALUBIE G., 2002b).

La **capacité d'infiltration des sols** a été mesurée selon la méthode du cylindre de ROOSE E. (1997) sur quatre endroits représentatifs des sols du massif de la Montagne Pelée (figure 28). A chaque mesure, deux prélèvements de terre ont été effectués pour des analyses en laboratoire de porosité efficace du sol.

Les photographies aériennes orthonormées de la campagne 2004 ont été plaquées sur un modèle numérique de terrain (M.N.T.) pour donner des **images reconstituées en trois dimensions** consultables sur le site Internet du Conseil Général (<http://www.sigma972.org/3D/3d.html>, le 23 novembre 2007). Ainsi, au cours d'un survol virtuel de plusieurs heures, de type "*hélicoptère*", nous avons pu réaliser des clichés "*aériens*" des différents sites nous intéressant, avec une altitude et un angle de vision intéressants. Pour l'illustration des aspects géomorphologiques et pour donner une représentation de l'aspect général des bassins versants, cet outil d'observation aérienne est d'une grande utilité pédagogique.

3.1.2. Les mesures à l'échelle des stations ponctuelles dans les cours d'eau

A chaque station de mesure sur les cours d'eau étudiés (figure 28), différentes **caractéristiques physiques** ont été mesurées et observées. La morphologie des différents lits, les berges et la pente du cours d'eau ont été mesurées avec un théodolite, un décamètre et un topo-fils. La granulométrie du substrat a aussi été déterminée *in situ* à des endroits représentatifs du lit mineur (Agence de l'eau, 1999) et par tamisage au laboratoire pour les particules fines. La végétation rivulaire et la nature géologique des versants bordant la station et l'encaissement du lit ont également été décrites.

Deux campagnes de **jaugeages ponctuels** y ont également été entreprises. La première s'est déroulée en décembre 2000, en fin d'hivernage et la seconde en avril 2001, en fin de carême. Les vitesses d'écoulement ont été mesurées au moulinet. Pour obtenir les débits, les résultats ont été traités dans le logiciel BAREME, de la DIREN Rhône-Alpes compatible avec la banque de donnée HYDRO. Pour un certain nombre de cours d'eau du massif, ces résultats débitométriques sont uniques.

Pour quantifier les **transports solides en régime de base**, en complément de la conductivité, des échantillons d'eau ont été prélevés pour mesurer au laboratoire les matières en suspension (M.E.S.) et les substances dissoutes totales, selon la méthode standardisée (RODIER J., 1992).

Les **sources thermales** ont un rôle de soutien du débit de base et une influence dans le déclenchement des lahars en début des éruptions (BARAT A. 1984). Il nous est donc paru important d'actualiser les connaissances scientifiques concernant les sources thermales. En effet, la littérature scientifique nous paraissait parfois peu respecter les observations que nous pouvions réaliser sur le terrain. Nous avons donc entrepris de localiser, de prélever et de réaliser des mesures physico-chimiques *in situ*, pour les sources chaudes peu connues ou inconnues du massif peléen. Les eaux prélevées ont ensuite été envoyées et analysées

au laboratoire du BRGM à Orléans. Les résultats ont été publiés dans le rapport BRGM/RP-52547-FR (SANJUAN B. *et al.*, 2003).

Enfin, en s'intéressant aux nouveaux cours d'eau en formation sur les dépôts historiques, et notamment aux **lahars**, aux **modifications de tracé** et à la **genèse du réseau hydrographique**, nous avons particulièrement fréquenté et arpenté dans de nombreux recoins isolés, le plateau et les cours d'eau de la Coulée de la Rivière Blanche en réalisant, dans la mesure du possible, un gradient amont-aval des mesures hydro-géomorphologiques.

3.1.3. Suivre l'impact de phénomènes hydrométéorologiques intenses

Sur la Rivière Roxelane, à la station Trois Ponts, nous avons tenté de suivre l'impact morphologique des crues. Sur la portion en ligne droite en amont du pont, sur lequel est fixé une échelle limnimétrique, il est possible de réaliser des mesures de vitesse d'écoulement pendant les crues, en chronométrant le déplacement d'un flotteur lesté et ainsi relier la hauteur d'eau à la vitesse, puis au débit approximatif. Cependant, nous n'avons pas pu suivre le débit des crues comme initialement prévu. Pour suivre l'impact des crues sur le substrat, nous avons utilisé la méthode des roches peintes (HASSAN M.A. *et al.*, 1984; LARONNE J.B. *et al.*, 1992) afin de suivre leurs déplacements. Nous avons peint (appendice 3, § A3- 3.1) des particules en place sur une surface de 0,5 m², des petits blocs que nous avons installés dans le courant ainsi que des gros blocs en place. Nous avons ensuite déterminé leurs déplacements après la crue.

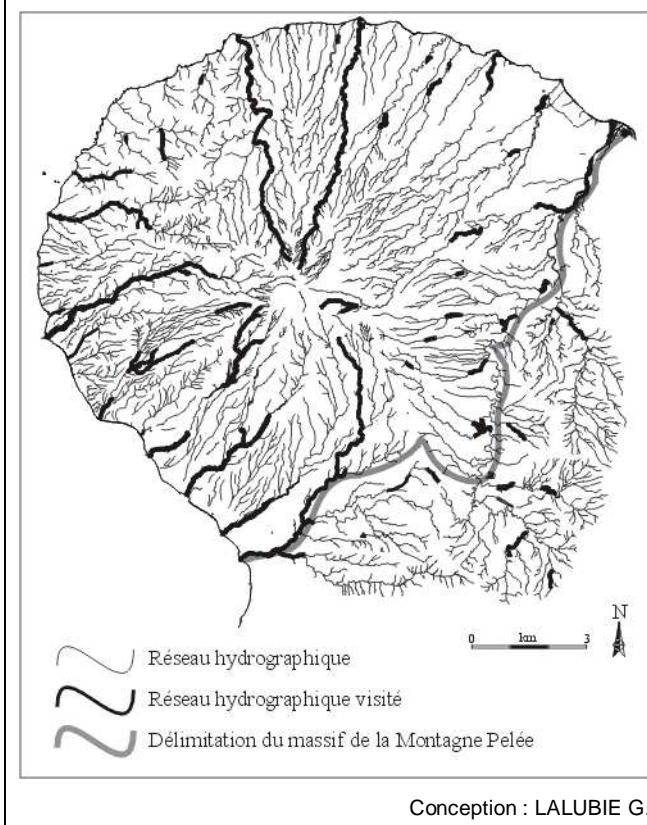
Le cours d'eau principal de la Rivière Roxelane (en gras sur la figure 28) a également été descendu sur toute sa longueur avec un topo-fil. Les formes d'**activités géomorphologiques** ont été relevées avec autant d'exhaustivité que les conditions le permettaient, notamment les traces d'effondrements sur les escarpements bordant le cours d'eau.

De nombreuses reconnaissances de terrain

Au cours de ces années de recherche, nous avons bien souvent sillonné le massif de la Montagne Pelée en hors piste (figure 29). Nous nous sommes attaché à visiter de nombreuses portions de cours d'eau, mais également leurs versants, pour bien nous imprégner du plus grand nombre de facteurs lithologiques, bioclimatiques, anthropiques et leurs interactions, agissant sur les processus géomorphologiques. Nous avons visité un grand nombre de sites dans les cours d'eau pour cette étude, mais également pendant différentes campagnes de terrain effectuées à titre professionnel (mesures et relevés hydrologiques, campagnes physico-chimiques, prélèvements hydro-biologiques faunistiques et floristiques, pêches de la faune halieutique, séminaires sur le terrain...).

De plus, la pratique du canyoning nous a permis de descendre de nombreux cours d'eau et ainsi parvenir à des endroits inaccessibles autrement. Cela nous a notamment permis d'observer l'amont des bassins versants qui joue un rôle important dans l'ensemble de la dynamique du cours d'eau. Grâce au canyoning, nous avons également pu descendre des petits affluents qui filent tout droit le long des versants et ainsi observer leurs caractéristiques et évaluer leur travail érosif. Enfin, les visites de terrain dans l'ensemble du territoire de la Martinique nous ont permis d'effectuer la comparaison avec d'autres bassins versants au volcanisme plus ancien que celui de notre zone d'étude.

Figure 29. Les cours d'eau visités



3.2. Appréhender l'évolution du système hydrologique

Sur un volcan actif, le réseau hydrographique est particulièrement perturbé par les éruptions (§ 1-2.2). Il paraît donc essentiel de connaître l'"âge" du cours d'eau, mais également de reconstituer les évolutions qui se sont produites dans un passé assez récent (début XIX^e siècle) : évolution naturelle et anthropique.

3.2.1. L'implantation du réseau hydrographique sur le massif

A l'échelle du massif, nous tentons de reconstituer l'histoire de la mise en place du réseau hydrographique avec pour soutien les cartes géologiques (WESTERCAMP D. *et al.*, 1983, 1990) et les connaissances acquises par la volcanologie (appendice 1 et § 2-1.1). Nous comparerons les résultats avec certaines coupes géologiques et stratigraphiques (WESTERCAMP D. *et al.*, 1983, 1987, 1990).

3.2.2. Confronter la situation actuelle à deux siècles d'archive

Pour couvrir les deux siècles, deux sources d'informations différentes sont disponibles. Les ouvrages anciens couvrant grossièrement la période du début du XIX^e siècle aux années 1950 et les photographies aériennes effectuées depuis.

Afin de connaître les modifications qui se sont déroulées dans les cours d'eau par le passé, et notamment pendant les éruptions historiques, nous avons eu recours à de nombreux ouvrages anciens, dont certains comportent des croquis et des cartes (LACROIX A., 1904, 1908; PERRET F.A., 1937; REVERT E., 1949, pour les plus prestigieux). Certains témoignages (bibliographie complète sur : www.ipgp.fr/~aubaud/BiblioLesserAntilles.htm) et les photographies anciennes disponibles en rééditions commerciales, apportent également des informations hydro-volcano-géomorphologiques durant les éruptions. Une copie de la carte du service hydrographique de la Marine, relevée en 1824 (MONNIER M. et LE BOURGUIGNON DUPERRE 1831), d'une précision tout à fait convenable pour l'époque, a été un document très précieux pour observer les modifications du réseau hydrographique. Enfin, les anciennes cartes de l'I.G.N., de 1825 au 25 000^{ème} et de 1955 au 20 000^{ème} ont pu également apporter des informations complémentaires. Tous ces documents ont été étudiés avec une attention et un regard centrés sur le système hydrologique et sa dynamique torrentielle. Cet axe de vision avait déjà été réalisé pour les signes précurseurs de l'éruption de 1902 par Simone CHRETIEN (CHRETIEN S., 1983; CHRETIEN S. *et al.*, 2002). Nous étendons la durée d'observation dans le passé et jusqu'aux années 1950.

L'observation diachronique des photographies aériennes a permis de suivre les différentes évolutions morphologiques et paysagères sur le flanc caraïbe de la Montagne Pelée, avec notamment :

- le tracé des cours d'eau ;
- le recul des cicatrices de grands mouvements de terrain ;
- l'érosion des dépôts volcaniques historiques ;
- l'occupation du sol et la transformation du paysage par les activités humaines.

Les photographies aériennes ont été réalisées par l'I.G.N. et mises à notre disposition sous format numérique par la DIREN. Nous avons utilisé les campagnes de 1951, 1982, 1988, 2000, 2004. Les campagnes d'avant l'an 2000 ne sont pas orthonormées. Il a fallu géoréférencer les photographies sur un logiciel de cartographie. Cela a introduit certains décalages dans les superpositions des tracés. De même, malgré le choix d'une échelle stable dans l'observation des clichés (1/3000^{ème}), les différences de visibilité des photographies aériennes des cinq campagnes impliquent des divergences incohérentes dans l'interprétation des clichés. Malgré ces difficultés, les éléments hydro-

géomorphologiques et anthropiques ont été digitalisés pour être intégrés dans un système d'information géographique (S.I.G.), commandé par la DIREN Martinique (LALUBIE G., 2007).

3.2.3. La dynamique des crues à moyen terme par le suivi morphologique

Nous avons mis en place plusieurs dispositifs pour suivre l'évolution morphologique du lit au cours des années. Pour cela, toujours à la station Trois Ponts sur la Rivière Roxelane, sur plus de 500 m de linéaire, nous avons matérialisé neuf profils transversaux et un profil longitudinal (appendice 3, § A3- 3.2), avec des repères hors eau fixés dans les parois des versants. Les profils sont suivis annuellement depuis l'an 2000.

La Rivière Claire avait également été équipée de repères matérialisant des profils. Ils furent ensevelis sous les sédiments quelques temps après leur installation, car nous nous attendions "*naïvement*" à observer des processus d'érosion.

Ce suivi morphologique à différentes échelles temporelles sera essentiel dans la détermination des volumes érodés, mais également dans la connaissance de la dynamique des cours d'eau, nécessaire pour l'évaluation des risques.

3.3. Un outil complémentaire: le Modèle Numérique de Terrain (M.N.T.)

La carte au 25 000^e est numérisée et orthonormée, sous forme de base de donnée, afin d'être visionnée sur un logiciel de cartographie : la BD TOPO Martinique, réalisée par l'IGN. Ainsi, certaines caractéristiques morphologiques peuvent être déterminées numériquement par l'application de requêtes sur un M.N.T. (WILSON J.P. *et al.*, 2000).

Cependant, afin d'observer chaque cm² et de relever les détails intéressants de la carte topographique, nous avons volontairement préféré le concret des mesures manuelles sur le support papier. Nous estimons que la manipulation des logiciels, par leur degré de complexité et parfois leur côté abstrait, ont tendance à faire oublier les objectifs scientifiques élémentaires de départ, faute d'un regard critique confrontant la réalité du terrain et le listing de chiffres. De la même manière qu'une population ne peut se caractériser par un nombre de bâtiments, l'aléa ne peut se résumer à une courbe de niveau "*reconstituée*". Il est tout aussi important de connaître la vulnérabilité à petite échelle, les caractéristiques socio-économiques (pour faire simple) d'un quartier ou d'un village, que de prendre en compte des facteurs physiques locaux difficilement décelable numériquement. Dans une approche naturaliste, les allers-retours sur des très grosses échelles, du terrain à la carte en passant par les photographies aériennes, nous semblent primordiaux pour la pertinence de la

réflexion, mais aussi pour la crédibilité dans la communication auprès de l'ensemble des acteurs et des riverains.

Il nous a manqué cependant la possibilité de l'utilisation d'un M.N.T. diachronique, notamment sur la surface recouverte par les dépôts historiques : la Coulée de la Rivière Blanche et la frange côtière de part et d'autre. Cela permettrait, avec une certaine commodité d'exécution, de quantifier la dynamique d'érosion depuis 1931. Malheureusement, cette technologie nécessite encore actuellement un équipement et une formation difficiles d'accès, d'autant plus en Martinique où elle représente encore une technologie rare et, par conséquent, précieuse et dotée d'un argument commercial par son détenteur. Cette lacune "M.N.T." à l'intérieur de la Coulée de la Rivière Blanche devra faire l'objet de nos futurs travaux (avec la poursuite du suivi topographique de la station Trois Ponts).

Enfin, nous sommes conscient qu'il n'est pas encore envisageable de réaliser le suivi de la coulée de la Rivière Blanche ou des grands mouvements de terrain avec des scanners lasers aéroportés ou terrestres (et d'en traiter les données), pourtant particulièrement utiles en milieu volcanique (FAVALLI M., *et al.*, 2009).

Conclusion : De nombreuses données inédites

Nous avons donc entrepris de réaliser un grand nombre de mesures. Si le format de la "*nouvelle géographie*" (BAVOUX J.J., 2003) et d'une "thèse" ne permet pas de présenter l'ensemble des résultats inédits acquis, nous exposons, en appendices, essentiellement ceux apportant des éléments justificatifs à la démonstration et complémentaires au sein des problématiques.

L'intégration de ces résultats pluridisciplinaires étudiant différentes échelles spatio-temporelles, ajoutée aux visites sur le terrain nous ayant permis d'observer une multitude de cas particuliers, va nous permettre de comprendre l'ensemble des mécanismes qui régissent le fonctionnement géomorphologique et hydrologique si variable des bassins versants du massif de la Montagne Pelée. Malgré une apparente spécialisation quant aux divers sujets abordés, une telle pluridisciplinarité, allant de la compréhension des mécanismes engendrant les aléas, jusqu'aux problèmes de vulnérabilité des sociétés, implique que ce travail de recherche soit généraliste. En étudiant l'organisation de l'espace et ses interactions avec la société, cette thèse entre de ce fait dans un travail de géographie et non dans une discipline plus réductrice.

DEUXIEME PARTIE

UN SYSTEME HYDROLOGIQUE AUX INFLUENCES MORPHODYNAMIQUES MULTISCAIRES

Chapitre 4

Le réseau hydrographique du massif : une typologie contrastée, influencée par des événements à l'échelle des temps géologiques

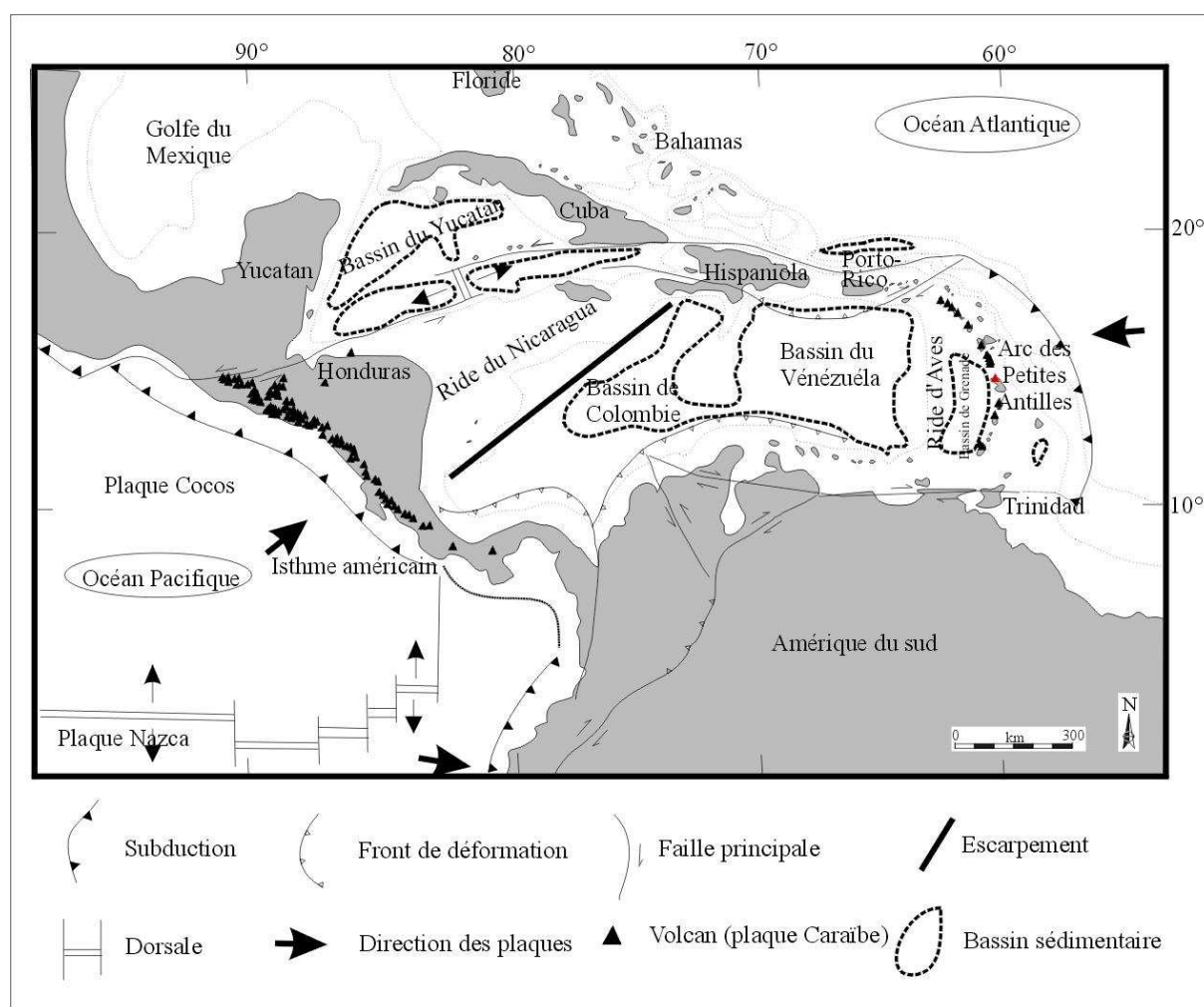
Introduction : Le massif de la Montagne Pelée au sein d'un contexte géodynamique régional agité

S'intéresser d'abord au contexte géodynamique régional puis aux caractéristiques du compartiment géologique du massif de la Montagne Pelée, répond à deux objectifs. Le premier est de mettre en avant les conséquences des mouvements tectoniques généraux et des anciennes structures géologiques sur le réseau hydrographique actuel, par l'intermédiaire notamment de la morphologie de l'édifice. Le second (qui n'en était pas un à l'origine) est de diffuser la thèse remarquable de ANDREIEFF, BOUYSSÉ et WESTERCAMP (1989) "*Géologie de l'arc insulaire des Petites Antilles et évolution géodynamique de l'est caraïbe*", mais relativement complexe à lire. Cette synthèse n'en demeure pas moins utile pour comprendre la dissymétrie morphologique est/ouest du massif de la Montagne Pelée.

La Montagne Pelée est le seul volcan actif de la Martinique. L'île fait partie de l'arc insulaire des Petites Antilles à la frontière orientale de la plaque Caraïbe. Cette dernière évolue au cours du temps, à la surface du globe dans le ballet convectif de la tectonique des plaques (Mc KENZIE D.P. *et al.*, 1967; LE PICHON X., 1968). La plaque des Caraïbes (figure 30), constituée de croûte océanique en voie de continentalisation sous l'action des nombreuses intrusions plutoniques (ALLEGRE C., 1983), est un domaine lithosphérique autonome situé entre les plaques américaines à l'est et la plaque des Cocos à l'ouest. Son déplacement relatif se dirige vers l'est entre les plaques nord et sud américaines. Les frontières orientales et occidentales (figure 30) sont des marges actives de convergence, avec des polarités de subduction à vergence opposée, matérialisées par l'isthme américain à l'ouest et par l'arc des Petites Antilles à l'est. Les frontières nord et sud sont diffuses et matérialisées par un réseau de failles transformantes (WESTERCAMP D. *et al.*, 1980).

La vitesse relative de convergence de la frontière orientale est de 2 cm par an pour un azimut du vecteur de subduction de 285° (GROS Y., 2002). C'est une vitesse bien plus lente que les subductions de la Ceinture de Feu Pacifique (SOUQUET P., 1989). D'après des données sismiques régionales, la plaque subductée plonge avec un angle de 50 à 60° jusqu'à 210 km de profondeur (WADGE G. *et al.* 1984).

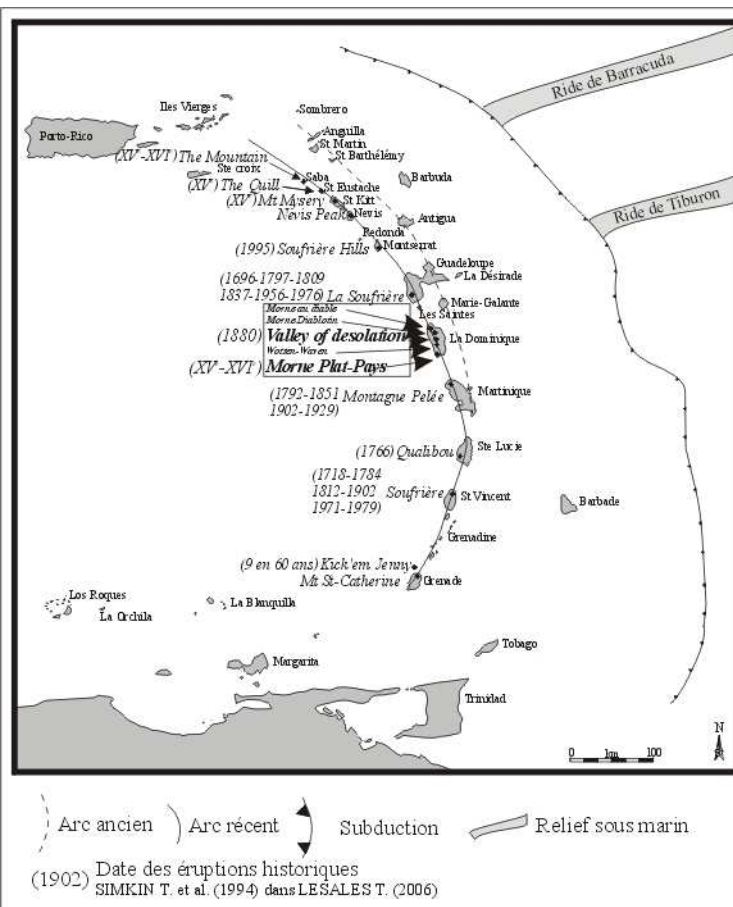
Figure 30. Délimitation de la Plaque Caraïbe



Source : ANDREIEFF P. *et al.* (1989)

L'arc des Petites Antilles obtient le record mondial de longévité des arcs volcaniques insulaires (ANDREIEFF P. *et al.*, 1989), avec ses 120 millions d'années (Ma). Tout commence au Crétacé avec l'arrêt de l'ouverture de la Thétys et l'ouverture de l'Atlantique sud. Un premier proto-arc se met en place : L'Arc Caraïbe Mésozoïque (ANDREIEFF P. *et al.*, 1989, GIRARD D., 1981). Il constitue le socle de l'actuel arc des Petites Antilles (figure 31), lequel mesure 850 km de long avec un rayon de courbure de 450 km et comprend une vingtaine d'îles principales et de nombreux îlots.

Figure 31. Les volcans actifs de l'arc des Petites Antilles



Conception : LALUBIE G.

En raison du blocage temporaire de la subduction au nord de l'arc par des chaînes de reliefs sous-marins imposantes (la ride de Tiburon et la ride Barracuda, résultant des décrochements de la dorsale atlantique, ANDREIEFF P. *et al.*, 1989), deux arcs d'âge différent, mais d'extension similaire (de Grenade à Antigua), constituent les Petites Antilles :

- un arc ancien externe (de 50 Ma à 35 Ma) recouvert de formations carbonatées ;
- un arc récent interne (de 25 Ma à actuel) au relief volcanique rigoureux.

Les deux arcs ne se différencient réellement qu'au nord, à partir de la Martinique. Au sud de cette île, l'arc ancien est en partie recouvert par l'activité volcanique de l'arc récent. La Martinique, au point de divergence de ces deux arcs, a vu ses centres éruptifs se décaler seulement de quelques dizaines de kilomètres en direction du nord-ouest et les deux arcs ne constituent qu'une île. Les différents massifs volcaniques qui se sont édifiés au cours de l'histoire géologique de l'île sont tous rattachés les uns aux autres pour former une île allongée. Le massif de la Montagne Pelée constitue ainsi l'extrémité nord de la Martinique. Il est prédominant dans le paysage avec sa silhouette si caractéristique des cônes volcaniques actifs.

Les localisations des centres éruptifs au sein de l'arc sont dictées par les conditions géographiques et géologiques. L'eau, libérée lors du réchauffement des sédiments plongeant avec la croûte océanique atlantique, va déstabiliser l'équilibre thermodynamique de la croûte sus-jacente, laquelle va subir une fusion partielle de l'ordre de 10 % (ANDREIEFF P. *et al.* 1989). Les magmas fluides ascendants alimentent les volcans de l'arc. L'irrégularité longitudinale des édifices volcaniques de l'arc est attribuée aux quatre rides sous marines, relief non favorable à la sédimentation et donc sans activité volcanique à l'aplomb. En revanche, l'épaisse couche de sédiments marins qui recouvrent les bassins situés entre les rides, favorisera une activité volcanique en surface (ANDREIEFF P. *et al.* 1989).

Dans les arcs insulaires, les dynamismes éruptifs évoluent au cours du temps (AMBERT P. 1985), notamment en raison de l'épaisseur de la tranche d'eau et de l'enrichissement des magma en silice et en gaz dans la chambre magmatique (cristallisation fractionnée, assimilation de roche encaissante, apport d'eau météorique...). Les dynamismes suivent une séquence en quatre étapes, formant ainsi ce que WESTERCAMP D. *et al.* (1990) appellent un compartiment géologique (figure 32) :

-1- éruptions sous-marines effusives basaltiques (laves basiques tholéitiques), en pillow lava, puis sous forme de brèches d'explosion hydromagmatique ;

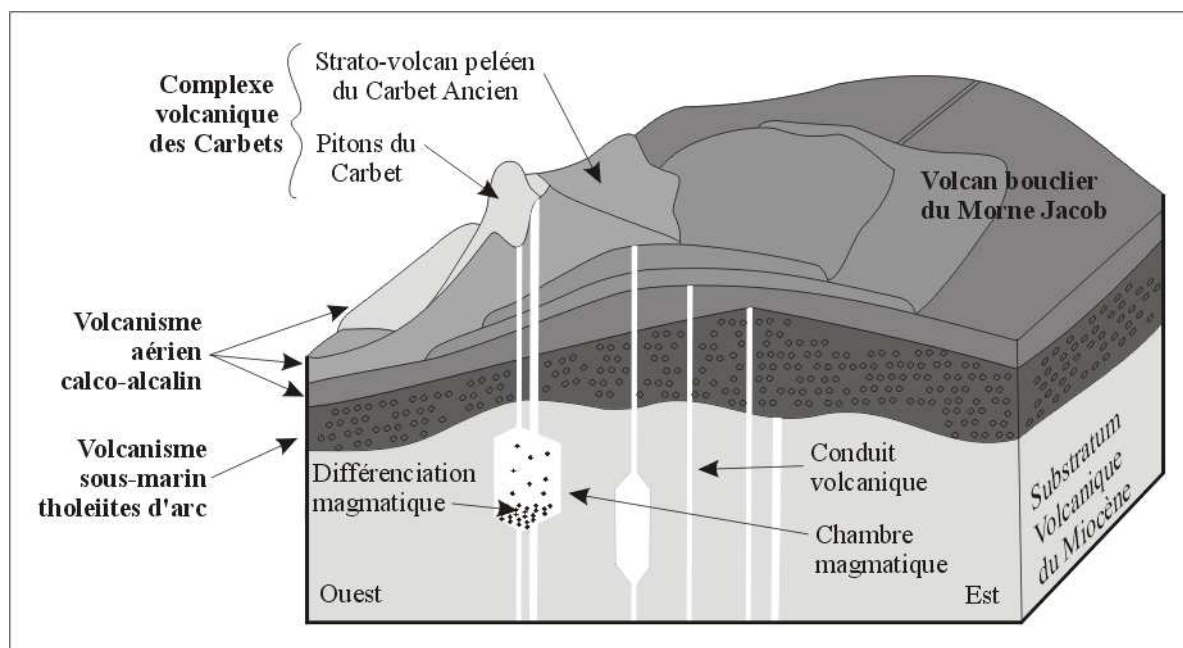
-2- éruptions aériennes effusives basaltiques (laves basiques calco-alcalines potassiques) formant des volcans boucliers de taille considérable ;

-3- éruptions aériennes explosives andésitiques (laves acides calco-alcalines potassiques) formant des stratovolcans au comportement individualisé selon les conditions environnementales ;

-4- éruptions aériennes extrusives dacitiques formant des aiguilles colossales.

La Montagne Pelée se situe actuellement dans le troisième stade de son compartiment géologique, lequel représente pour l'île le dernier d'une série de quatre. Son activité volcanique est donc très loin d'être terminée... La pertinence des études menées sur le volcan ne peut pas être remise en cause.

Figure 32. Exemple d'un compartiment géologique achevé :
 Morne Jacob - Pitons du Carbet, Martinique

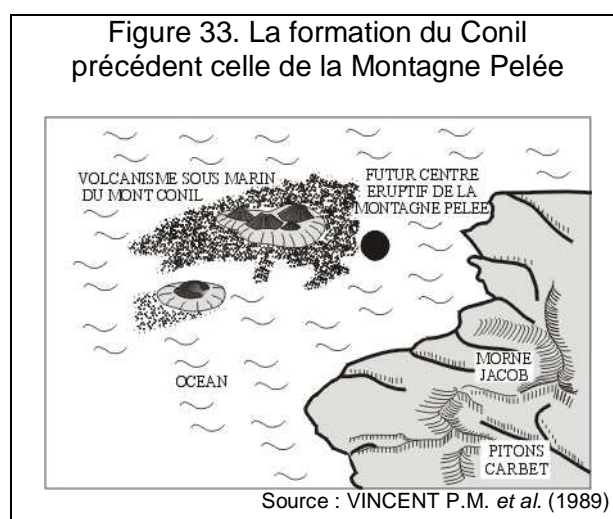


Source : WESTERCAMP D. *et al.* (1990)

4.1. Le Conil : une enclave dans le massif, antérieure à la Montagne Pelée

Le cratère de la Montagne Pelée aurait toujours été approximativement situé au même endroit que le centre éruptif actuel (TRAINEAU H. 1982; WESTERCAMP D. *et al.*,1990). Cette stabilité a permis la construction d'un édifice de la forme d'un cône volcanique tout à fait typique et reconnaissable.

Toutefois, l'édification du compartiment géologique du massif de la Montagne Pelée a d'abord débuté par le volcanisme des Pitons du Conil : une phase pré-peléenne du massif, éteinte depuis environ 200 000 ans (figure 33). L'activité volcanique des Pitons du Conil a débuté il y a 0,5 Ma (GERMA A., 2008), avec "l'édifice initial" (WESTERCAMP D. *et al.*,1990).



Source : VINCENT P.M. *et al.* (1989)

Elle a produit des coulées massives d'andésites, largement auto-bréchifiées dans les surfaces externes de ces coulées (brèches d'explosion hydromagmatique). Plus tard, une phase effusive et des intrusions contribuent à la formation des "Pitons du Mont Conil". Les pitons et aiguilles édifiés dominent toujours le paysage du Conil, bien que leurs formes soient émoussées par l'altération. Enfin, vers 0,2 Ma (GERMA A., 2008), la "phase finale pré-peléenne" (WESTERCAMP D. *et al.*, 1990) met en place des coulées massives et des dômes d'andésite, partiellement bréchifiés. Depuis, l'édification du compartiment géologique se poursuit par la mise en place de la Montagne Pelée, dont la dernière éruption date de 1929-1932.

Si l'on s'en tient à la séquence des compartiments géologiques (WESTERCAMP D. *et al.*, 1990), la formation de pitons, assimilable à une activité extrusive, ne devrait pas faire partie de la seconde étape du compartiment correspondant au volcan bouclier, la première étape, sous marine, étant invisible. Les reliefs actuellement visibles sont alors les dômes (ou cheminées dégagées par l'érosion) du volcan bouclier en fin de cycle éruptif, quand les magmas sont particulièrement évolués vers la série calco-alcaline acide (WESTERCAMP D. *et al.*, 1990), sous l'action des processus de différenciation magmatique et de contamination dans la chambre magmatique. Le Conil est donc un volcan composite. Les flancs de cet édifice bouclier seraient alors immergés, ou fossilisés par ceux de la Montagne Pelée. Les dépôts du Conil contribuent ainsi en partie au substratum de la Montagne Pelée, car on les retrouve dans toutes les régions basses du volcan (WESTERCAMP D. *et al.*, 1990). Cette compréhension de la structuration des reliefs terrestre et sous marin permet de mettre en avant certains facteurs qui contrôlent la stabilité de l'édifice et l'organisation du réseau hydrographique notamment en raison de l'apparition d'une ligne de partage des eaux.

Les reliefs du Conil qui n'ont pas été ennoyés sous les dépôts de la Montagne Pelée, constituent le quart nord-ouest du massif de la Pelée. Présentant un relief très prononcé et particulier d'une petite dizaine de pitons, la morphologie de cette région est largement différente du reste du massif : c'est une enclave géomorphologique au sein du massif. Le volcan de la Montagne Pelée offrirait l'allure d'un cône presque parfait, s'il n'était perturbé au nord-ouest par ses nombreux reliefs individuels.

4.2. Le sommet du cône excentré suite à des effondrements de flanc colossaux

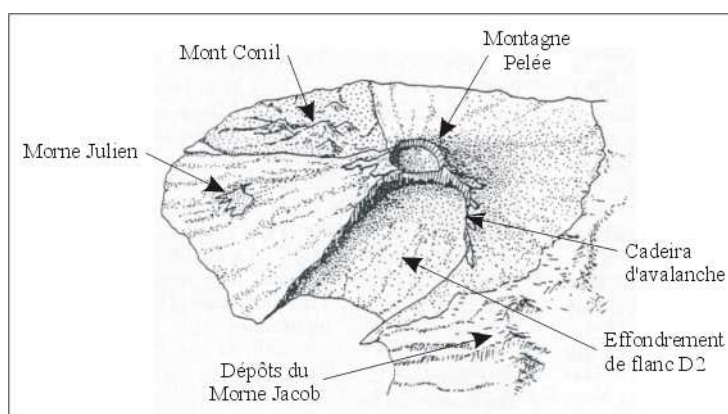
Le quart sud-ouest de la Montagne Pelée a été sujet à trois effondrements sectoriels (LE FRIANT A., 2001), dont les dépôts ont été formellement reconnus lors d'une campagne bathymétrique effectuée en 1998-1999 par l'Institut Physique du Globe de Paris, sur la côte Caraïbe des volcans actifs des Petites Antilles. Du sommet jusque sous le niveau marin, des

portions de flanc du volcan se sont déstabilisées pour glisser dans la mer des Caraïbes et se répandre dans le bassin de Grenade. Ils ont laissé sur la place une dépression délimitée par des rebords abrupts en forme de fer à cheval. Le moteur déclenchant le phénomène pourrait provenir de plusieurs facteurs concordants comme l'effet de charge (poids des dépôts cumulés), la forte dénivellation des fonds sous-marins sur ce versant Caraïbe, ou encore l'hydrothermalisation des dépôts (LE FRIANT A. *et al.*, 2003). Ces événements ont joué un rôle majeur dans l'évolution morphologique des édifices volcaniques d'arc (LE FRIANT A. *et al.* 2003).

- Le premier événement, appelé D1 (figure 34), a laissé une structure en forme de fer à cheval qui s'étend sur 8 km de large et 6 km de long (du sommet à la mer), et d'une profondeur estimée à 500 m (LE FRIANT A. *et al.*, 2003). La bordure nord de la caldeira, haute de 100 à 450 m, correspond au versant rive droite de la Rivière du Prêcheur et coupe partiellement les dépôts du Conil, particulièrement le flanc sud du Piton Marcel. Au sud, l'escarpement semble être masqué ou avoir disparu lors de l'effondrement de flanc postérieur. Au sommet du volcan, LE FRIANT A. a rattaché la caldeira du Morne Macouba à cet événement. De direction sud-ouest, l'effondrement de flanc a mobilisé les dépôts volcaniques de l'édifice ancien, d'un volume estimé à 25 km³. L'épaisseur des sédiments marins recouvrant les dépôts, déterminée par sismo-réfraction, tendrait à dater ce premier événement entre 100 000 et 200 000 ans BP. A l'intérieur de cette grande structure de destabilisation un nouveau cône volcanique s'est édifié.

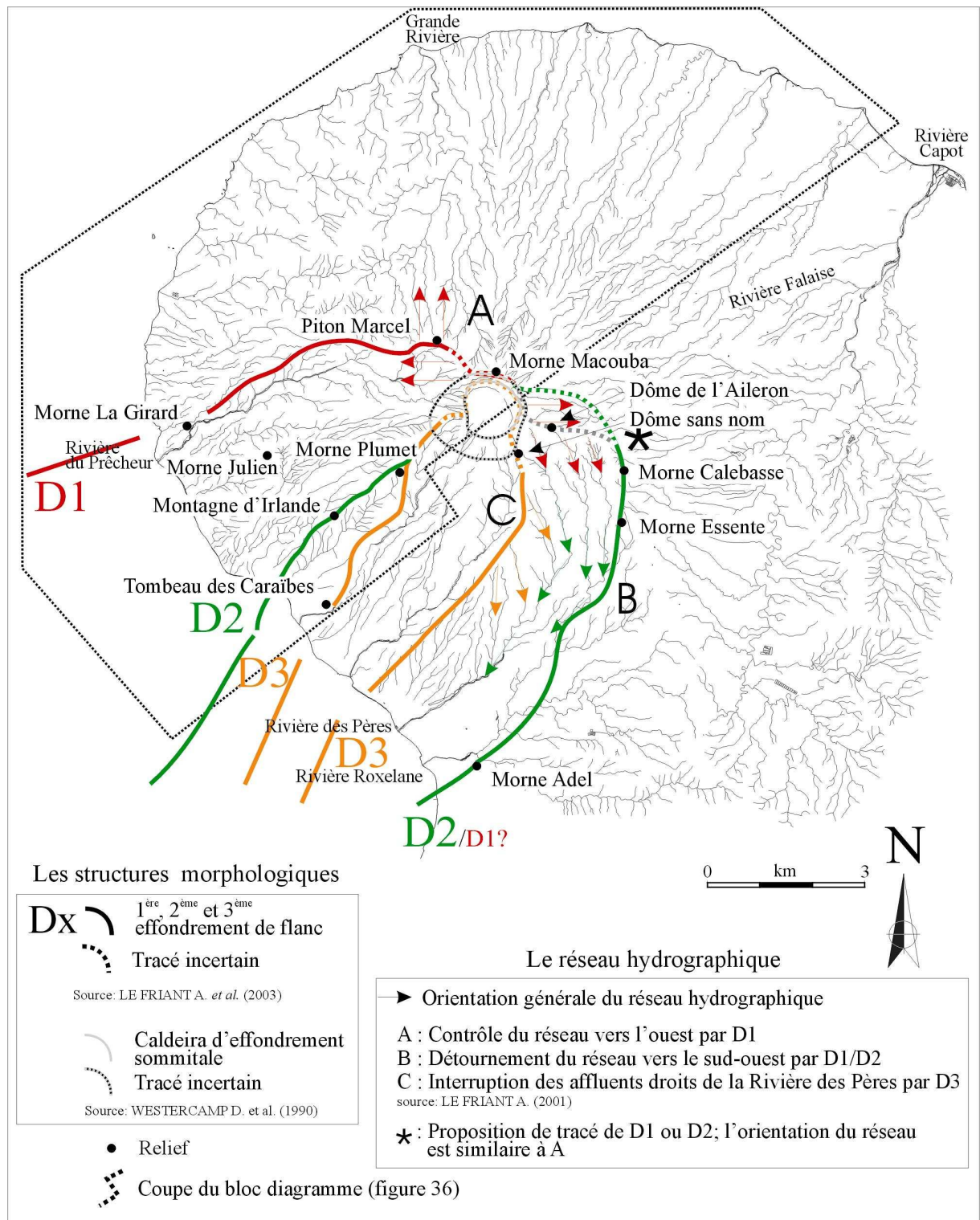
- Appelé D2, le second effondrement se situe à l'intérieur de la première structure en fer à cheval (figure 35). La structure en fer à cheval mesure 4 km de large et 6 km de long, pour une profondeur estimée à 500 m (figure 34). Elle s'enfonce sous le niveau de la mer jusqu'à 200 m de profondeur, soit environ 0,5 km au large des côtes.

Figure 35. Représentation de l'effondrement de flanc D2



Source : VINCENT P.M. *et al.* (1989)

Figure 34. Les caldeiras d'avalanche et leur impact sur le réseau hydrographique



Conception : LALUBIE G.

La structure est délimitée au sud par un escarpement presque vertical, de 100 à 150 m de hauteur, plus ou moins rectiligne mais discontinu et tranché par des vallées, allant du Morne Calebasse à Saint-Pierre. Certains auteurs avaient pris cet escarpement pour une faille normale tectonique ou encore éventuellement la paroi sud de D1. Au nord, par la crête qui relie la Montagne d'Irlande au Morne Plumet. Au sommet du volcan, le rebord est enfoui sous les dépôts plus récents. Le volume de matériaux mobilisés est estimé à 13 km³ et l'événement est daté à 25 000 ans BP (LE FRIANT A. *et al.*, 2003).

- Le troisième et dernier effondrement de flanc, nommé D3 (figure 34), se situe également à l'intérieur de la structure de l'événement précédent. La caldeira mesure 1,5 km de large et 4 km de long. Sa profondeur est estimée à 300 m. Au sud, le rebord correspond au versant rive gauche de la Rivière Sèche, composé de dépôts scoriacés de type Saint-Vincent et au nord, le rebord de caldeira correspond à la Crête Paviot. Au sommet du volcan, la caldeira se confondrait avec la moitié nord de la caldeira sommitale de l'Etang Sec (LE FRIANT A. *et al.*, 2003). Le volume des dépôts est estimé à 2 km³ et l'événement est daté à environ 9 000 ans BP.

L'impact de ces effondrements intervient sur le réseau hydrographique à différentes échelles (figure 34). Pour l'ensemble de l'espace créé par le vide, l'impact sur la dynamique torrentielle intervient par l'intermédiaire de plusieurs facteurs.

Premièrement, les dépressions formées sont remplies de dépôts volcaniques non indurés postérieurs à l'événement. Ainsi, la dépression du deuxième événement D2, est remplie de matériaux produits essentiellement par la néo-Pelée, non ou peu indurés. Cette région possède une nature lithologique différente du reste du massif : plus fragile et érodable.

Remarque : A l'intérieur des caldeiras d'avalanche, subsistent des reliefs résiduels (parfois orientés parallèlement aux rebords latéraux de caldeira, notamment pour D3 et sont datés sur les cartes géologiques antérieurement aux effondrements de flanc, ce qui pourrait surprendre ! La présence de fracturation de type hypercisaillement (sur le Morne Julien à l'intérieur de D1) laisserait penser qu'il s'agirait de mégablocs (ou d'amas de mégablocs) remaniés lors de la déstabilisation mais qui ne seraient pas parvenus jusqu'à la mer (LE FRIANT A., 2001).

Deuxièmement, il n'y a plus l'ossature des matériaux de la paléo-Pelée pour former des plateaux étendus et résistants. Le relief est accentué car, en l'absence de dépôts sous-jacents indurés ou massifs, l'incision est plus prononcée. Ce relief jeune est également disséqué par un réseau hydrographique dense qui n'est plus contrôlé par les vieilles structures. De plus, la perte d'environ 40 km³ de matériaux dans la mer des Caraïbes a créé un vide par rapport aux autres versants, apportant une forme concave à la côte, à l'intérieur de la structure D2 notamment (figure 35 et 36). Par conséquent, les pentes moyennes

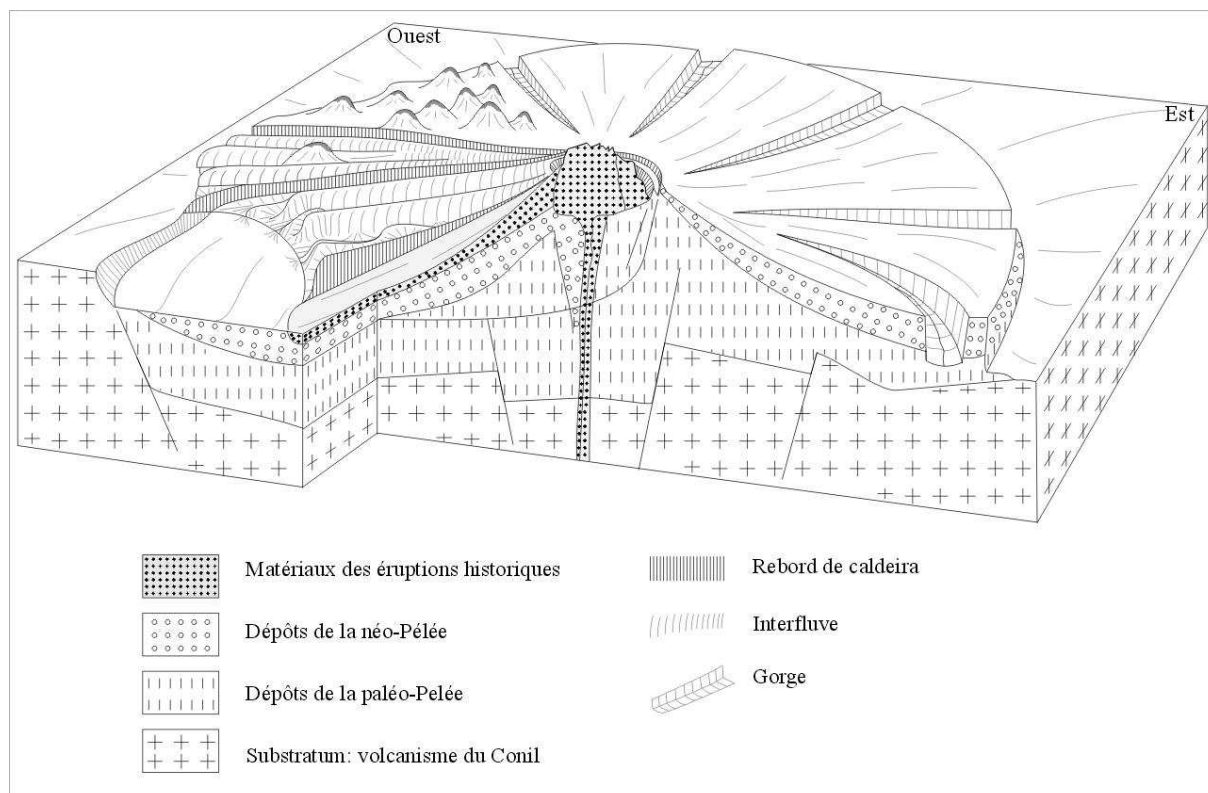
sont plus accentuées sur le versant caraïbe (21 % sur une coupe sud-ouest/nord-est) que sur le versant atlantique (17 % sur une même coupe). Les deux uniques plateaux, au sud dans la grande dépression (D1 et D2), sont ainsi davantage pentus et de largeur plus réduite que ceux de la façade atlantique.

Enfin (et troisièmement), cette dissymétrie morphologique est prolongée en mer du fait du déplacement général dans le temps des centres éruptifs vers l'ouest (arc ancien et récent, §4.1). Versant ouest (caraïbe), les flancs du volcan s'enfoncent sous la mer jusqu'à 2000 m en moins de 20 km. Versant est, à l'inverse, les flancs du volcan sont prolongés par une plate-forme sous-marine qui s'étend sur 50 km de long et profonde d'environ 65 m seulement (WESTERCAMP D. *et al.*, 1990). Cette dissymétrie conditionne en partie la sédimentation des matériaux volcano-sédimentaires sur les cônes de déjection. Ces trois différences géomorphologiques seront des facteurs primordiaux sur la dynamique torrentielle du massif.

Enfin, à l'échelle du bassin versant, les rebords de structure d'avalanche ont aussi un impact important sur le tracé des cours d'eau. Ils forment des obstacles majeurs canalisant, détournant ou interrompant le ruissellement sur plusieurs cours d'eau (figure 34). En raisonnant de façon inverse, c'est-à-dire en regardant le tracé du réseau hydrographique pour en déduire des phénomènes passés, on peut constater une anomalie dans l'orientation des cours d'eau dans la haute Rivière Roxelane et la haute Rivière Falaise (notée * sur la figure 34). Cela nous permet de proposer un autre tracé pour l'escarpement de D2 au sommet du volcan.

L'histoire géologique, allant de la tectonique des plaques à l'histoire éruptive de la Montagne Pelée, a ainsi modelé et constitué un massif volcanique complexe aux caractéristiques géomorphologiques contrastées (figure 36), à l'échelle de tout un flanc, comme à l'échelle du bassin versant.

Figure 36. Bloc diagramme du massif de la Montagne Pelée



Conception : LALUBIE G.

4.3. Une mise en place du réseau hydrographique durant toute l'histoire de l'édification du massif

Le réseau hydrographique drainant un volcan est déséquilibré ou modifié à chaque éruption. La création de celui du massif de la Montagne Pelée a commencé depuis 0,5 million d'années, mais les plus jeunes cours d'eau datent de la dernière éruption : il y a environ 80 ans. C'est excessivement récent, comparé aux torrents de montagne habituellement étudiés.

4.3.1. Des grandes étapes morphogènes dans l'édification de la Montagne Pelée

Concernant l'édification de la Montagne Pelée, différents stades d'édification, séparés tantôt par une phase de repos ou les effondrement de flanc, sont reconnus par les géologues (TRAINEAU H. 1982; WESTERCAMP D. *et al.*, 1990; BOUDON G. *et al.*, 2005). L'édification du massif est une succession d'étapes majeures aux effets opposés avec soit la mise en place de matériaux éruptifs, soit leur remobilisation pendant les longues périodes de repos et les effondrements de flanc. Ils sont résumés dans le tableau 03 ci-dessous.

Tableau 03. Les grandes étapes morphogènes de l'édification du massif

Stade	Durée (année)	Type de formation géologique	Conséquences morphologiques
Conil	360 000	Dôme, coulées massives ou indurées	Relief barrant les épanchements de lave vers le nord-ouest
Phase 1	90 000		
Dont Paléo-Pelée	90 000	Coulées massives ou indurées	Ossature principale du volcan
Effondrement D1 (~100 000 BP)	instant. ?	Dépression et escarpements	Disparition du relief du quart sud-ouest de la Pelée
Phase 2	75 000	Coulées massives ou indurées	
Dont Paléo-Pelée	60000-(?)		Ossature principale du volcan
Dont Repos (?)	(?)	Erosion et sédimentation	Formation de grandes vallées
Dont édifice intermédiaire (Néo-Pelée)	15 000	Coulées pyroclastiques indurées	Dépôts compartimentés
Effondrement D2 (25 000 BP)	instant. ?	Dépression et escarpements	Disparition du relief sud-ouest de la Pelée
Phase 3	25 000		
Dont édifice intermédiaire (Néo-Pelée)	5 000	Coulées pyroclastiques indurées et caldeira	Deux éruptions majeures à l'impact important sur plusieurs secteurs
Dont Repos (?)	(6 500 ?)	Dépôts alluviaux	Erosion
Dont Edifice récent (Néo-Pelée)	13 500	Coulées pyroclastiques non cohérentes et caldeira	Remplissage des caldeiras d'avalanche de matériaux non cohérents
Effondrement D3 (9 000 BP)	instant. ?	Dépression et escarpements	Disparition du relief de la vallée de la Rivière Blanche et Sèche
Eruptions historiques (§ 2.1.3., appendice 6)	1902, 1929	Coulées pyroclastiques non cohérentes	Inversion du relief dans la vallée de la Rivière Blanche et dômes

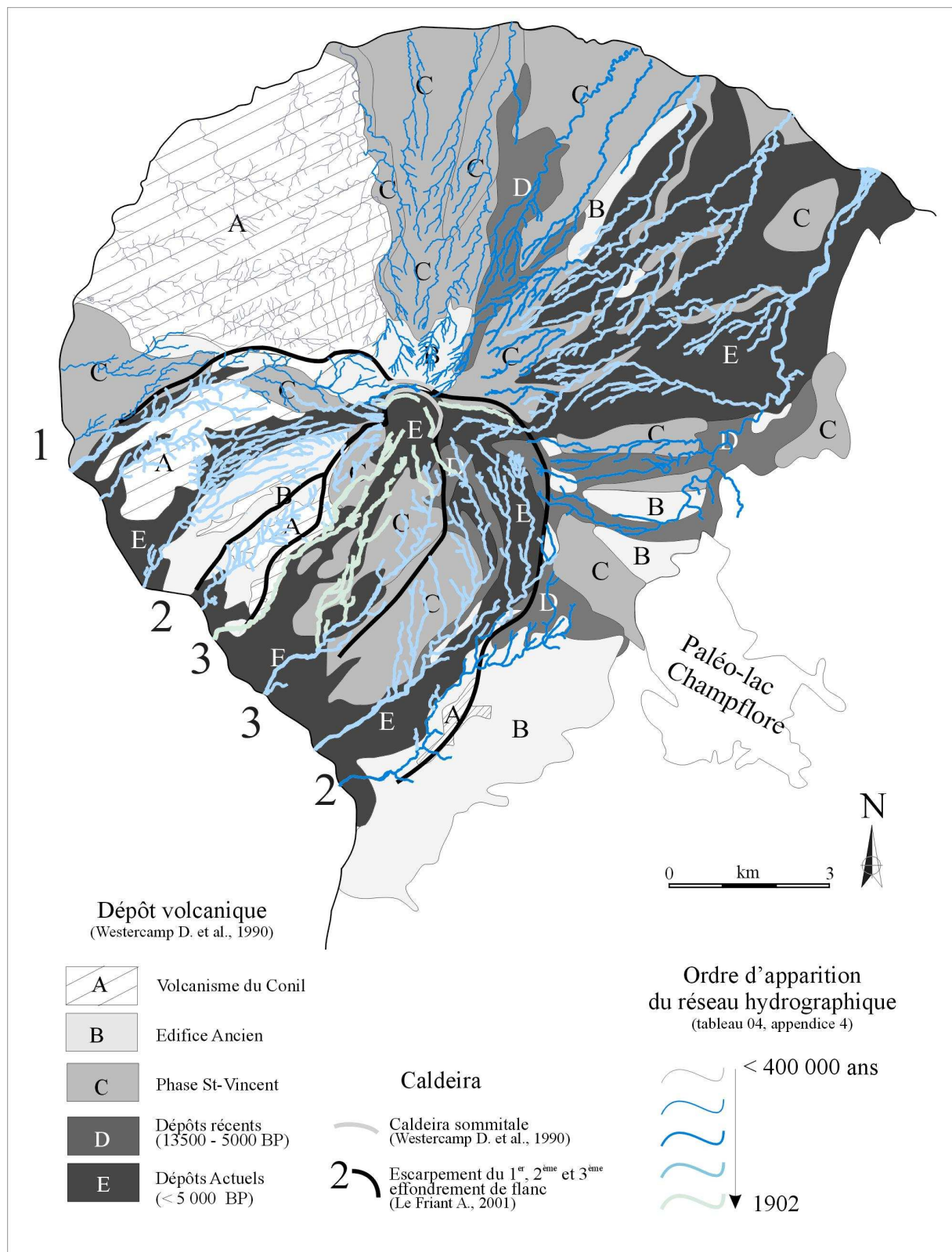
Conception : LALUBIE G.

Source : **En gras**: BOUDON G. *et al.* (2005), GERMA A. (2008); normale: WESTERCAMP D. *et al.* (1990)

- Le volcanisme de l'édifice ancien (figure 37), **la Paléo-Pelée**, a débuté il y a environ 190 000 ans (GERMA A., 2008), pour terminer il y a environ 100 000 ans avec la déstabilisation D1 (BOUDON G. *et al.*, 2005). Les dépôts affleurants sont indurés (coulées autobrêchées recouvertes de coulées massives d'andésite dans la partie sommitale du volcan). Les dépôts du stade de la Paléo-Pelée, par les volumes émis importants (sur la durée) et leur caractère massif ou induré, constituent l'ossature principale de l'actuelle Montagne Pelée. La période d'inactivité supérieure à 100 000 ans, au cours de laquelle de profondes vallées se sont creusées (TRAINEAU H. 1982; WESTERCAMP D. *et al.*, 1990; BOUDON G., 1993) ne serait pas confirmée par les nouvelles datations (LEFRIANT A. *et al.*, 2003).

- Le stade de **l'édifice intermédiaire** (> 40 000 B.P. - 20 000 B.P., WESTERCAMP D. *et al.*, 1990) ou **phase 2** entre D1 et D2 (BOUDON G. *et al.*, 2005), appartient à la **néo-Pelée** (figure 37) par opposition au stade précédent. Il se caractérise par une dynamique explosive semblable à celle d'aujourd'hui.

Figure 37. La carte géologique simplifiée du massif de la Montagne Pelée



Source : FICHAUT M. (1986) modifié et appendice 4

C'est pendant ce stade que des coulées pyroclastiques ont obstrué le lit de la Rivière Capot et formé ainsi le lac d'obturation de la Cuvette Champflore. Il se comblera plus tard de dépôts volcano-sédimentaires.

A la suite de D2, au début de la **phase 3** (BOUDON G. *et al.*, 2005), interviennent deux événements majeurs dans l'édification de la Montagne Pelée : deux éruptions paroxysmales avec une activité éruptive de type Saint-Vincent. Elles sont nommées SV1 (environ 25 700 ans B.P.) et SV2 (environ 22 300 ans B.P.). Elles sont caractérisées par une succession de dépôts avec le passage d'un pôle acide clair vers un pôle basique sombre. Pour les deux éruptions, on observe des volumes émis très volumineux, inquantifiables à cause de l'érosion et des retombées en mer, mais estimés à plus d'1 km³ pour chaque éruption (TRAINEAU H., 1982), soit un facteur 10 par rapport aux éruptions récentes. Il s'agit des éruptions les plus importantes de la Montagne Pelée. Les dépôts ont emprunté de préférence les paléo-vallées, mais constituent aussi des dépôts importants sur les plateaux. La chambre magmatique se serait vidée entièrement au cours des deux éruptions, en raison probablement de la diminution de la charge sur la chambre magmatique (PINEL V. *et al.*, 2000). La caldeira du Morne Macouba serait issue de l'effondrement du toit de la chambre magmatique à la suite de l'éruption SV2. Nous avons également vu précédemment que la caldeira du Morne Macouba peut également être considérée comme le rempart amont des effondrements de flanc D1 (§ 4.2, figure 35).

L'édification de la néo-Pelée (phase 3) aurait été interrompue par un arrêt de l'activité volcanique de 19500 à 13 500 ans B.P., soit 6 000 ans (TRAINEAU H., 1982).

- C'est ainsi, vers 13 500 ans B.P. que l'activité volcanique de **l'édifice récent** reprend (WESTERCAMP D. *et al.*, 1990; figure 37), toujours avec un dynamisme explosif. Cet édifice récent serait la fin de l'édification du nouveau cône de la phase 3 (BOUDON G. *et al.*, 2005). WESTERCAMP et TRAINEAU ont reconnu, en tout, 29 éruptions volcaniques.

. 18 éruptions à nuées ardentes de type peléen, Mérapi (ou les deux), dont un événement majeur (NBC 13500 B.P.) ;

. 11 éruptions ponceuses de type coulée ponceuse et/ou éruption plinienne dont trois événements majeurs (P8, P6, P3).

Les coulées pyroclastiques ont également emprunté préférentiellement les vallées formant une échancrure sous le sommet. Le centre éruptif au début de l'édifice récent aurait été situé en bordure sud-ouest de la caldeira du Morne Macouba, puis, vers 5 000 ans B.P., le centre éruptif se serait quelque peu décalé pour prendre sa position actuelle. La caldeira de l'étang sec, bien conservée, se serait effondrée au cours de l'éruption P1 (1300 B.P.), ou peut-être également sous les effets conjugués de P3, P2 et P1 (TRAINEAU H., 1982).

Il est intéressant de constater que les grands stades d'édification du massif de la Montagne Pelée ne se situent pas à la même échelle spatiotemporelle (tableau 03). Pour les

événements les plus éloignés dans le temps, on ne peut observer que, soit le résultat d'événements de grande envergure plus ou moins instantanés (effondrement de flanc, SV1 et SV2), soit le cumul de l'ensemble de phénomènes ponctuels sur une longue période de temps (éruptions, érosion durant un long repos). Les formes ou la nature lithologique résultant de ces phases d'édifications éloignées contribuent aux caractéristiques hydrogéomorphologiques générales de l'édifice, à l'échelle des sous-régions du massif en jouant autant sur le tracé du réseau hydrographique que sur l'activité morphodynamique. Elles agissent, en revanche, assez peu de façon ponctuelle (particularités locales, originalité d'un affluent...). Inversement, toutes les phases éruptives de l'édifice récent sont assez bien marquées, même si elles ont un impact plus limité dans l'espace : quelques bassins versants seulement. Ainsi, chacun de ces stades possède, à sa manière et à son échelle, un rôle explicatif dans la morphodynamique du massif.

La décomposition chronologique des connaissances tirées des cartes géologiques (WESTERCAMP D. et TRAINEAU H., 1983, WESTERCAMP D. *et al.*, 1990) a permis de reconstituer le relief du massif de la Montagne Pelée, pour certains moments clés de l'édification du volcan (appendice 4). Il est ainsi possible de déterminer la présence de paléo-vallées bien avant que les cours d'eau ne prennent leur emplacement définitif. Le réseau hydrographique ne pourra pas être reconstitué dans le détail, durant les 400 000 ans d'histoire d'érosive et d'éruptive du volcan et cette reconstitution reposera sur un certain nombre d'hypothèses de départ. Ce travail permettra cependant de connaître l'âge des cours d'eau et leur particulière "jeunesse" pour certains d'entre eux.

Les cours d'eau les plus anciens sont théoriquement les plus stables pour plusieurs raisons :

- les dépôts prennent de la cohésion et deviennent plus résistants à l'éboulement, (hormis les dépôts ponceux très sensibles à l'altération) ;
- les pentes des versants diminuent pour atteindre une concavité d'équilibre avec des pentes maximales stabilisées, voisines d'une trentaine de degrés. La vallée est davantage rapprochée de l'équilibre de son profil transversal et longitudinal ;
- les vallées s'élargissent suffisamment pour former un lit majeur, où sont stockés les matériaux mobilisés (colluvion) ;
- les talus d'éboulis s'amplifient et protègent l'escarpement.

Ainsi, les apports de matériaux par les versants s'amenuisent avec le temps et, par conséquent, les transports solides du cours d'eau s'amointrissent également. Inversement, certains cours d'eau, ayant leur tracé depuis seulement quelques milliers d'années, subissent une érosion très intense. En pleine recherche de leurs profils d'équilibre (transversal et longitudinal), ils acquièrent des comportements extrêmes en terme de transports solides, sous la forme de charriage pendant les crues ou de lahars. Nous voyons

ici l'importance de définir l'âge du réseau hydrographique, quand on veut appréhender la dynamique torrentielle du réseau hydrographique d'un volcan.

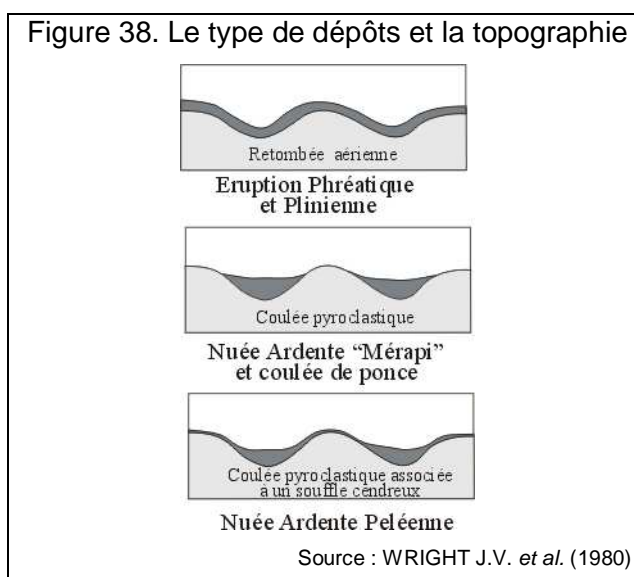
4.3.2. Déterminer l'âge des cours d'eau ? Les hypothèses réductrices et les limites de la méthode

Pour réaliser cet exercice, il nous a fallu simplifier la réalité mais aussi les propos. Par souci de simplicité, sous l'appellation de paléo-vallée, nous entendons bien sûr le terme conventionnel d'anciennes vallées qui ont été (totalement ou partiellement) ensevelies, mais également, et ceci devient moins conventionnel, des vallées qui ont été ultérieurement modifiées par la propagation de coulées assez volumineuses pour être identifiées et pour avoir modifié le tracé du cours d'eau. De plus, le terme de paléo-vallée est également employé dans ce travail (§ 4.3., Appendice 4) pour certaines vallées, alors que simplement un tronçon du cours d'eau aura été modifié durant la phase de l'édifice récent et que le reste du bassin versant existe déjà dans sa forme définitive depuis longtemps. L'exemple typique est la vallée de la Rivière du Prêcheur, présente depuis le début du volcan mais dont l'embouchure a encore été déportée de plusieurs centaines de mètres par une des dernières éruptions ponceuses (MEUNIER M., 1999; Appendice 4, § A4-6.3.3, figure A4-12).

De même, nous considérons que le cours d'eau est dans son tracé actuel et la vallée dans sa forme définitive quand le bassin versant n'est plus atteint par les coulées volcaniques. Bien évidemment, au fil du temps, et par l'action de l'érosion, elles se sont approfondies en prenant un profil en long plus concave, et les versants se sont élargis. Il va aussi de soit que, sur les cônes de déjection aux embouchures, le lit peut potentiellement divaguer après chaque crue ou chaque lahar.

Au-delà de la sémantique, il nous a également fallu établir des simplifications de l'ensemble des processus amenant aux cours d'eau d'aujourd'hui.

Ainsi, premièrement, si sur un édifice volcanique, il est convenu que les fonds de vallées sont les couloirs prioritaires des coulées pyroclastiques (figure 38), on peut considérer que les dépôts indiqués sur la carte géologique se sont propagés dans des dépressions (paléo-vallées).



Deuxièmement, l'érosion étant synchrone à l'éruption, l'incision verticale permet aux nouveaux cours d'eau d'inscrire leur lit au tracé "définitif" très rapidement, à la suite de quelques lahars. Ensuite, l'érosion verticale et/ou latérale contribuent à agrandir la section du lit. Plusieurs cas théoriques peuvent être proposés (figure 39)

1- Si les dépôts de l'éruption ne remplissent pas entièrement la vallée, ils seront à nouveau érodés au cours du temps essentiellement par les crues. Le nouveau cours d'eau retrace un lit équivalent au milieu des versants.

2- Si la vallée est large, il se peut que le cours d'eau, en certains endroits, soit dévié vers un bord de sa vallée et que le talweg soit légèrement déporté au détriment du versant non enseveli, contribuant à l'élargissement de la vallée.

3- Si les dépôts sont plus volumineux, convexes et que la vallée est large, deux cours d'eau se créent le long des anciens versants non ensevelis. L'enfoncement du cours d'eau suit la pente le long de l'ancien versant induré, car l'érosion attaque préférentiellement les dépôts tendres de la dernière éruption (adaptation à la structure lithologique).

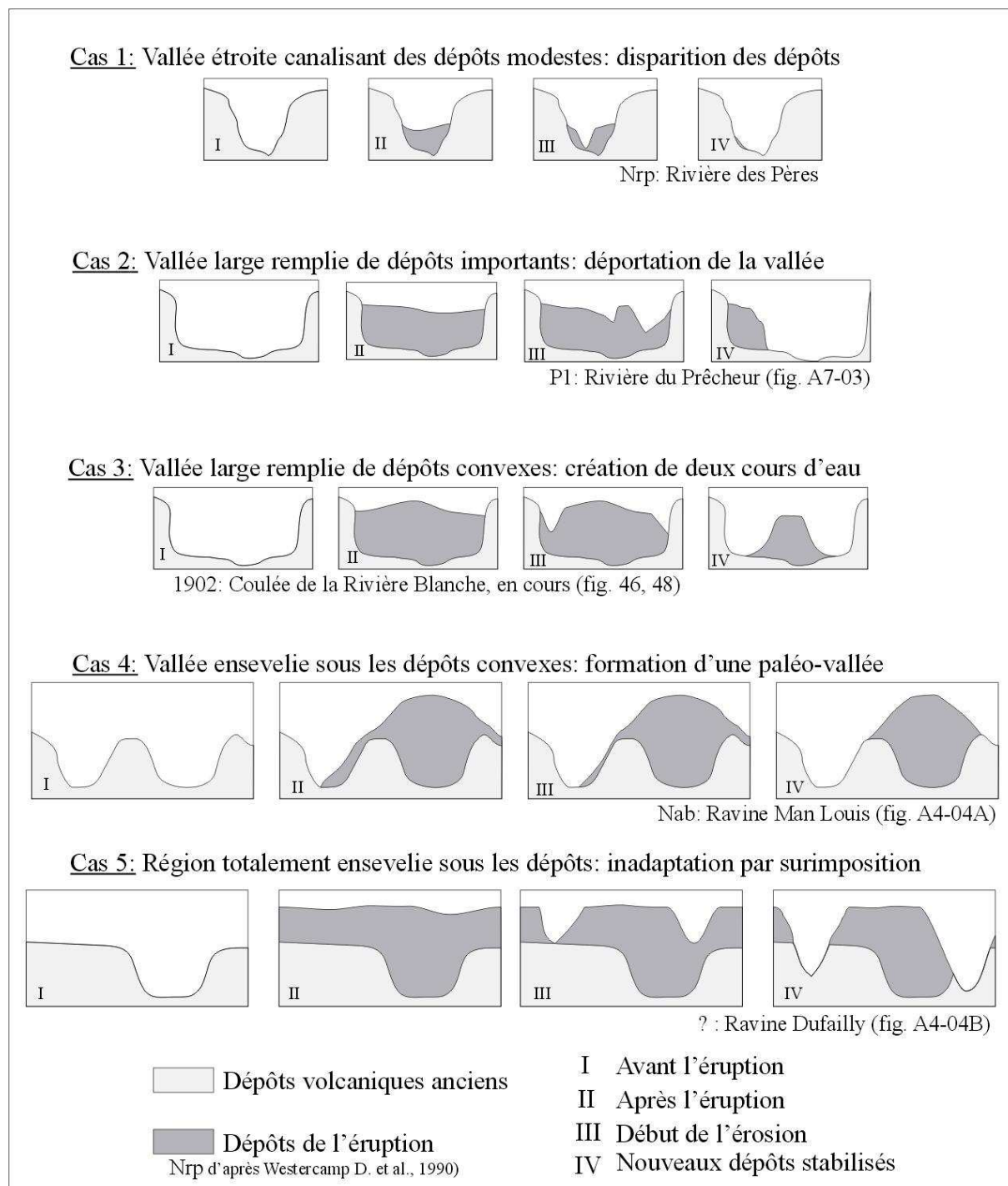
4- Si la vallée est totalement ensevelie sous les dépôts éruptifs, les cours d'eau voisins deviennent les bénéficiaires des eaux de ruissellement. Les eaux infiltrées sont, quant à elles, canalisées par les anciens versants ensevelis, formant un aquifère dans le corps de l'édifice.

5- Il est possible que les volumes éruptifs soient tels, que plusieurs vallées ainsi que leurs interfluves soient ensevelies. C'est alors un nouveau réseau hydrographique qui se crée, partant de la nouvelle surface (inadaptation par surimposition).

C'est en tenant compte de ces postulats théoriques que nous avons déterminé l'ordre d'apparition des paléo-vallées puis des bassins versant dans leur forme actuelle.

Outre les simplifications sémantiques et conceptuelles mentionnées, la limite majeure de cette méthode réside surtout de l'exactitude et de l'interprétation de la carte géologique. En effet, cette dernière présente parfois des contradictions avec les connaissances actuelles et surtout représente les dépôts de surfaces, ce qui implique que nous n'avons pas pris en compte la stratigraphie des dépôts théoriquement indispensables à la compréhension de l'empilement des coulées. Cependant, la comparaison de notre méthode avec la coupe géologique de la côte caraïbe (WESTERCAMP D., 1987) montre une assez bonne similitude dans l'ordre d'apparition des paléo-vallées et des bassins versants définitifs (appendice 4, § A4-7, figure A4-14).

Figure 39. Cas théoriques de l'activité érosive par les cours d'eau sur les dépôts pyroclastiques



Conception : LALUBIE G.

4.3.3. Une mise en place du réseau hydrographique non aléatoire

La reconstitution de l'apparition des cours d'eau (appendice 4) permet de proposer le tableau 04, indiquant la date approximative de l'apparition des paléo-vallées et des cours d'eau dans leur tracé définitif.

On peut observer que les cours d'eau drainant l'intérieur du Conil n'ont pas été modifiés depuis la fin de son édification (0,2 Ma). Seules des retombées aériennes et le travail de l'érosion, linéaire comme auréolaire, ont modifié la topographie de cette sous-région. Les cours d'eau sont donc stabilisés et présentent un profil longitudinal avec une concavité bien prononcée.

Puis, au cours du stade paléo-Pelée, les deux bassins versants au pied de la caldeira d'avalanche D1 (paléo-vallée de la Rivière du Prêcheur et de la Rivière Roxelane, figure 34), comme ceux en contact avec la discontinuité entre les dépôts de la Pelée d'autres édifices (la Grande Rivière pour le Conil, et la Rivière Capot pour Morne Jacob, figure 34), sont apparus très tôt dans l'histoire du volcan et semblent persistants. Si ces profondes et larges vallées ont parfois été empruntées par des coulées volcaniques, les reliefs non ensevelis ont permis aux cours d'eau de reprendre leur emplacement (cas 1 ou 2 de la figure 39). A l'exception de ces quatre cours d'eau et de ceux du Conil, le réseau hydrographique du volcan est apparu dans sa forme actuelle, en suivant grossièrement le sens des aiguilles d'une montre en partant du Conil (appendice 4). Les cours d'eau les plus stables drainent la façade nord du volcan et, les plus jeunes (les plus éloigné de leur hypothétique état d'équilibre) coulent sur le flanc ouest du massif. La caldeira du Morne Macouba, légèrement surélevée par rapport au cratère et datant de l'édifice ancien, si on la considère comme la cicatrice amont de D1 (LE FRIANT A., 2001), semble avoir joué un rôle important dans la distribution spatiale des coulées volcaniques, en opposant un rempart naturel à la propagation des coulées vers le nord. De même, mais par un effet inverse de canalisation, les échancrures formées par D2 et D3 ont favorisé la marche des coulées volcaniques de l'édifice récent vers le sud-ouest.

Malgré ces limites, cette approche chronologique du relief du massif a permis de connaître l'âge approximatif des bassins versants et, par conséquent, leur positionnement par rapport à un état d'équilibre géomorphologique théorique. Sur un volcan, la variabilité spatio-temporelle des dépôts implique également une hétérogénéité morphodynamique très prononcée entre deux cours d'eau voisins, comme entre deux tronçons d'un même torrent. Il est donc très important de connaître cette variable "âge" pour la compréhension de la dynamique torrentielle du réseau hydrographique du massif.

Tableau 04. Chronologie de l'apparition des cours d'eau du massif de la Montagne Pelée

Bassin versant/Date (B.P.)	190 000	40 000	26 000	13 500	4 100	1 700	50
Rivière Roxelane		P	P	P	P	V	V
Rivière des Pères		P	P	P	P	P	PV
Rivière Sèche		P		P?	P	P	V
Rivière Claire				P?	P	P	P
Ravine Fond Canonville		P	P	PV	PV	PV	PV
Ravine Chéneaux					V	V	V
Rivière Pointe Lamare		P	P	P	P	V	V
Ravine de la Charmeuse						V	V
Ravine Fainéant				V	V	V	V
Ravine Pierre Akar		P	P	PV	PV	V	V
Ravine Préville						P	V
Rivière du Prêcheur		P	P	PV	PV	PV	V
Ravine Démare				PV	PV	PV	V
Ravine Gribouldin				V	V	V	V
Ravine Grand Case			V	V	V	V	V
Ravine Anse Belleville			V	V	V	V	V
Rivière Anse Céron	V	V	V	V	V	V	V
Rivière Anse Coulevre	V	V	V	V	V	V	V
Ravine des Galets	V	V	V	V	V	V	V
Rivière Trois Bras	V	V	V	V	V	V	V
Rivière des Oranges	V	V	V	V	V	V	V
Grande Rivière		P	P	V	V	V	V
Rivière Potiche			V	V	V	V	V
Ravine Pétel			V	V	V	V	V
Rivière Lagarde				V	V	V	V
Rivière de Macouba		P	P	P	V	V	V
Rivière Dupotiche					V	V	V
Rivière Roche		P	P	P	V	V	V
Rivière Hackaert					V	V	V
Rivière de Basse Pointe			P	P?	P	V	V
Rivière Pocquet			P	P?	P	V	V
Rivière Falaise			P	P?	P	V	V
Rivière Ravine				P	P	V	V
Rivière Noire						PV	V
Rivière Blanche					V	V	V
Rivière Cloche		P			V	V	V
Rivière Moulin				P	V	V	V
Rivière des Ecrevisses					V	V	V
Rivière Sahut					V	V	V

V: Vallée; P: Paléo-vallée; PV: Vallée qui sera légèrement modifiée

Conception : LALUBIE G.

Source : Appendice 4

Conclusion : Les trois types de cours d'eau du massif de la Montagne Pelée

L'ensemble des processus d'édification et d'érosion aux cours de la longue histoire géologique ont laissé une empreinte sur les caractéristiques hydro-géomorphologiques des cours d'eau du massif. Trois zones géographiques (figure 40) plus ou moins homogènes peuvent être reconnues (LALUBIE G. 2001). A l'intérieur de chaque zone, la dynamique torrentielle des cours d'eau est relativement similaire, malgré la différence de taille des bassins versants, d'un facteur allant de 5 à 10 en fonction des zones (appendice 2, tableau A2-02).

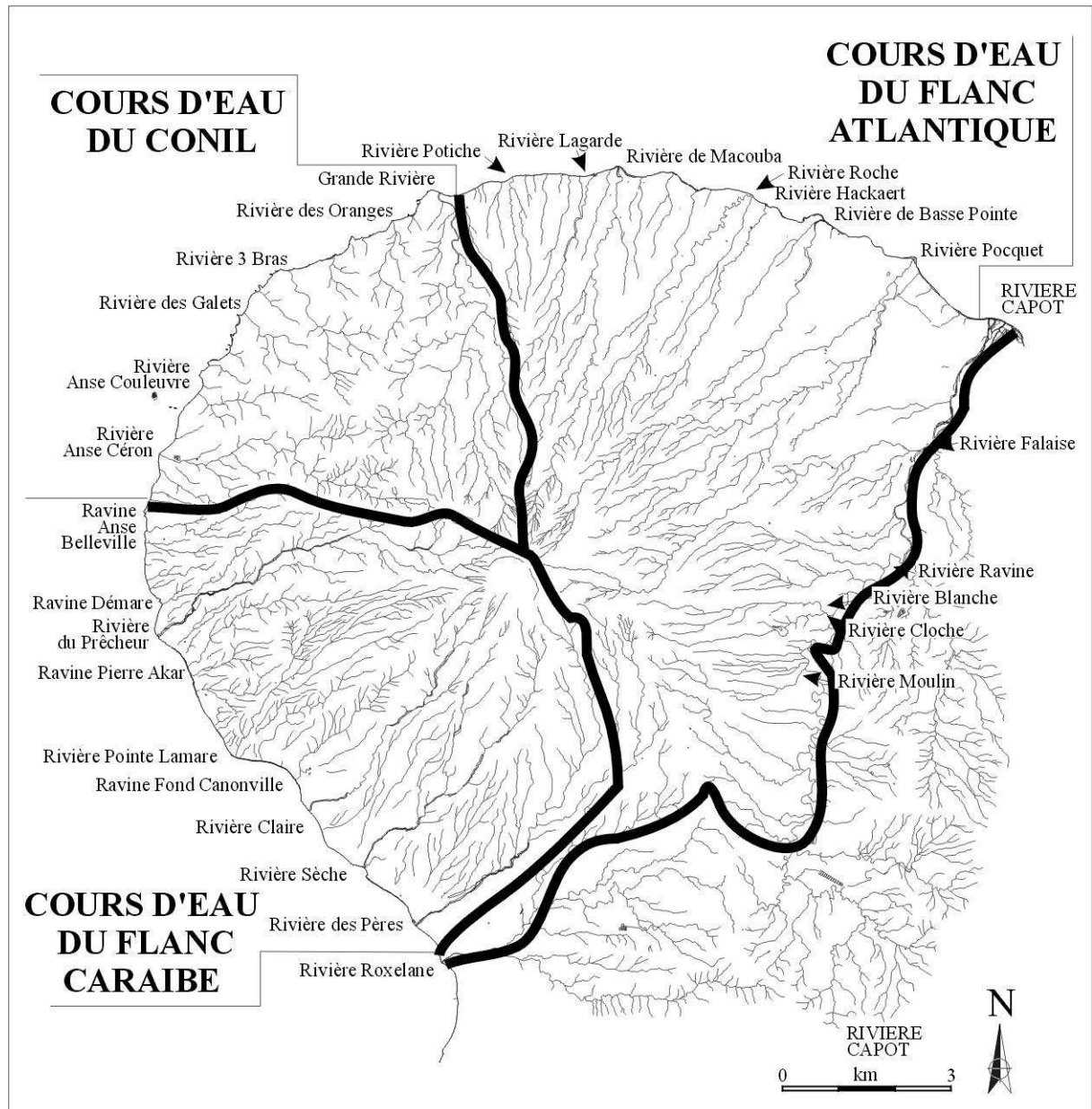
- Les cours d'eau instables du **flanc Caraïbe** au charriage exacerbé

Les cours d'eau concernés sont la Rivière des Pères, Rivière Sèche, Rivière Claire, Ravine Fond Canonville, Rivière Pointe Lamare, Ravine Pierre Akar, Rivière du Prêcheur.

Cette zone correspond à l'intérieur de la caldeira d'avalanche D1. Cet exemple montre l'intérêt et la pertinence de l'hydro-géomorphologie avec une approche naturaliste. En effet, nous avons décrit cette zone pour la première fois dans la presse locale en août 1998 (France Antilles Magazine du 15/08/1998, France Antilles du 17/08/1998 et du 9/10/1998), alors que la campagne bathymétrique de l'I.P.G.P. n'avait pas encore débuté et seule la caldeira d'avalanche D2 avait été reconnue (VINCENT P.M. *et al.* 1989). Et, pour être honnête, à cette époque nous ignorions même encore cet épisode primordial de l'histoire géologique du volcan.

Les bassins versants du flanc Caraïbe sont allongés (planche photographique 03), modelés par des coulées pyroclastiques et ponceuses de la néo-Pelée, lesquelles sont surmontées de sols très riches en cendres (versant sous le vent). Les dépôts sont poreux et non cohérents, limitant les écoulements en surface, mais favorisant les apports solides quand le ruissellement devient efficace. Ces deux caractéristiques sont amplifiées par l'effet d'abri, sévissant sur ces bassins versants, lequel limite les précipitations, ralentit la formation du sol, donc sa protection par un couvert végétal fourni. Les bassins versants qui ont subi les dernières manifestations volcaniques, ont des terrains particulièrement instables et érodables.

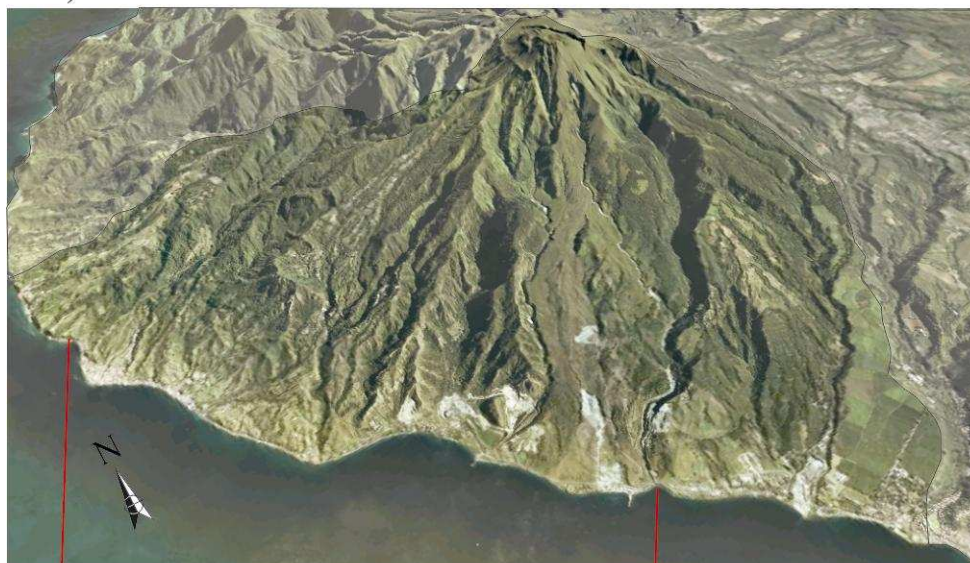
Figure 40. Sectorisation des trois types de cours d'eau du massif de la Montagne Pelée



Source : LALUBIE G. (2001, 2006)

Planche photographique 03. Les bassins versants du flanc Caraïbe

A) Vue aérienne reconstituée du flanc Caraïbe



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

B) Le bassin versant de la Ravine Démare:
Un relief accentué au nord



C) Le bassin versant de
la Rivière Sèche:
Des planèzes en pente
douce au sud



Photographies: LALUBIE G (2001)

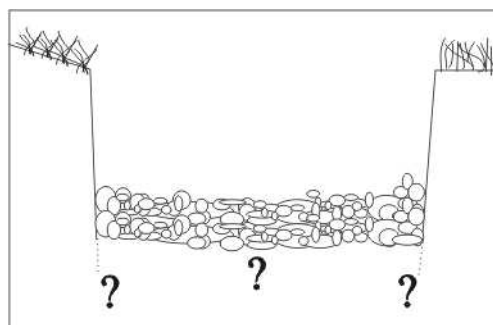
Remarque : Les reliefs du Conil s'élevant entre 700 et 1 000 m d'altitude ainsi que le sommet du volcan (1 400 m) forment une barrière aux alizés. Par cet effet orographique, la Montagne Pelée est constamment recouverte de nuages à son sommet. On ne peut observer le sommet du volcan que quelques instants certaines belles journées, voire quelques jours pendant le carême.

Une fois le relief franchi (versant sous le vent), les vents descendants sont donc relativement plus chauds, plus secs et possèdent un pouvoir évapo-transpirant accru, par rapport aux vents ascendants du versant opposé. Ainsi, le relief favorise un gradient altitudinal des précipitations mais aussi une disparité "au vent"/"sous le vent" de celles-ci. Les reliefs ne sont pas assez colossaux et trop localisés pour réellement parler de l'effet de Fœhn : il est donc moins exagéré de parler d'un effet d'abri.

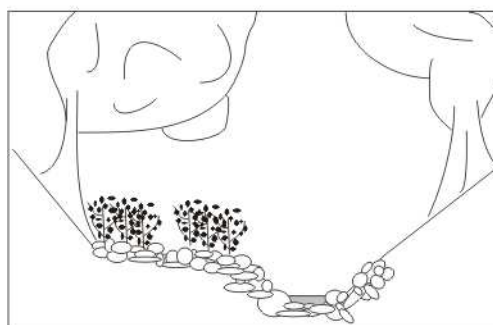
Les cours d'eau du flanc Caraïbe ont un lit mineur démesuré par rapport aux écoulements quotidiens. Le débit moyen de ces cours d'eau possède également la particularité de diminuer vers l'aval, parfois jusqu'à l'assèchement, pour alimenter la nappe alluviale. Les particules solides transportées (fines comme grossières) sont ainsi redéposées au fond du lit quand les eaux s'infiltrent en aval, alimentant d'autant les stocks alluviaux. Les gorges sont assez larges et peu profondes (figure 41), ce qui traduit une érosion des berges importantes, mais également des

apports de matériaux au moins égaux à la capacité maximale de transport du cours d'eau.

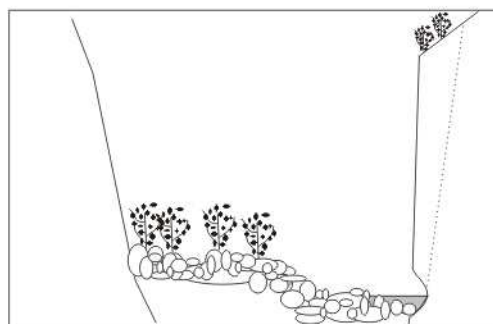
Figure 41. Profil transversal synoptique des trois types des cours d'eau du massif de la Montagne Pelée



Profil transversal du lit des cours d'eau Caraïbe



Profil transversal du lit des cours d'eau du Conil



Profil transversal du lit des cours d'eau Atlantique

Source : LALUBIE G. (2001, 2006)

Les caractéristiques géomorphologiques, géologiques et environnementales favorables à la fourniture de matériaux aux cours d'eau permettent des écoulements solides considérables dans le réseau hydrographique lors des crues. Cette eau très chargée possède un fort pouvoir abrasif, tant pour le lit que pour les berges, ainsi qu'une grande capacité de comblement. Chaque crue est donc capable de modifier la morphologie du lit et, par conséquent, de rendre le cours d'eau divagant quand la vallée s'élargit avant l'embouchure. La Rivière du Prêcheur, et comme nous le démontrerons plus loin la Rivière Claire et la Rivière Sèche (§ 5-3 et appendice 7, § A7-2 et A7-3) sont assez fréquemment empruntées par des lahars dont certains atteignent la mer.

Par rapport aux crues d'eau "claire", les volumes de matériaux mis en jeu sont bien plus importants et les conséquences sont à même d'être bien plus dramatiques en cas de débordements. Lors des crises météorologiques remarquables, ces cours d'eau représentent un danger par leurs écoulements très riches en matériaux, au pouvoir aussi bien érosif que d'accumulation. Dans ce paysage de ravines sèches qui ne fonctionnent que pendant les précipitations exceptionnelles et qui, par conséquent, quand le relief s'adoucit, ne possèdent pas de lit bien marqué, les dégâts sont alors assez imprévisibles. Cette absence de lit bien défini est accentuée également par l'anthropisation (§ 6-2, 6-3 et appendice 11). Les riverains, tout comme les ouvrages de franchissement de l'unique route côtière, sont ainsi particulièrement menacés face à ce réseau hydrographique instable et peu visible...

En fonction de la configuration du volcan (ouverture de la caldeira vers l'ouest et position du cratère stable), les cours d'eau du flanc Caraïbe seront à même de subir de plein fouet les matériaux d'une éventuelle éruption à dôme.

La Ravine Démare et la Ravine Anse Belleville sont situées à l'extérieur (au nord) du rebord caldeirique D1. Cependant, leurs caractéristiques hydro-géomorphologiques ressemblent d'avantage aux cours d'eau du flanc Caraïbe, qu'à ceux du Conil, une autre des trois zones géographiques (voir § ci-après). Ces deux ravines seront intégrées à la typologie des cours d'eau du flanc Caraïbe.

- Les cours d'eau stables du **Conil** peu anthropisés

Les cours d'eau du Conil sont la Rivière de l'Anse Céron, Rivière de l'Anse Couleuvre, Ravine des Galets, Rivière Trois Bras, Rivière des Oranges et Grande Rivière.

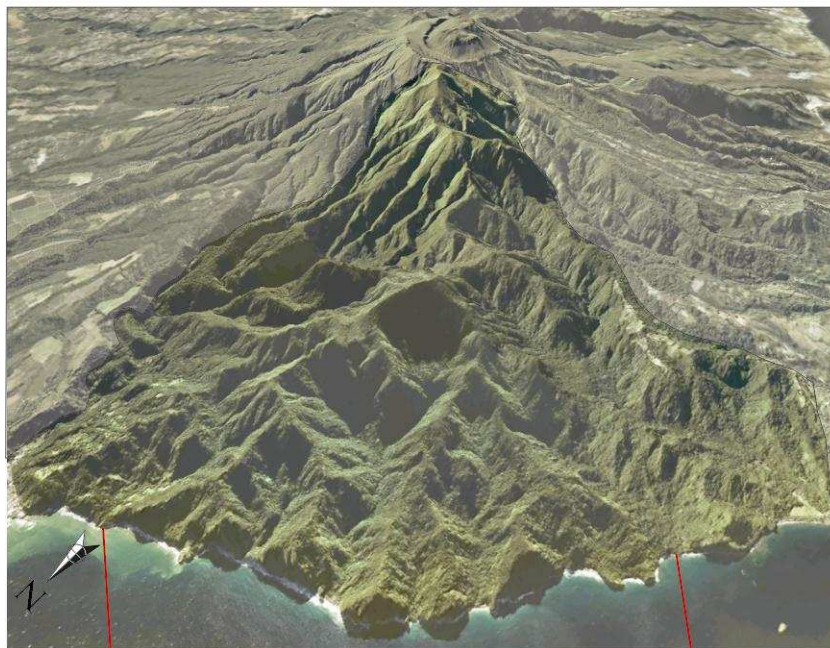
Le Conil correspond à la zone du massif qui n'a pas été ennoyée par les dépôts de la Montagne Pelée (planche photographique 04). Isolé, et maintenant zone naturelle classée, le Conil est entièrement boisé par une forêt peu dégradée (FIARD J.P., 1994) et au couvert végétal dense (sempervirente saisonnière tropicale ou plus en altitude, ombrophile tropicale submontagnarde et montagnarde, Unesco 1973), assurant une bonne protection physique du sol et une bonne stabilité structurale. Le couvert forestier participe également à la relative stabilité du régime hydrologique de base, et notamment au maintien du débit d'étiage (appendice 2, § A2- 3.2).

Les bassins versants ont une forme palmée avec un réseau hydrographique dendritique. Les versants sont constitués d'un substrat géologique compact (coulées massives ou brêchiques indurées) relativement peu productrices de matériaux mobilisables, en comparaison notamment avec les dépôts de la Montagne Pelée. L'âge important des dépôts a favorisé l'ouverture des vallées (figure 41) et les versants sont devenus concaves. Ainsi, malgré cette morphologie caractérisée par des aiguilles et des dômes individualisés et par conséquent une dénivellation importante et des fortes pentes en tête de versant, les bassins versants sont potentiellement peu aptes à fournir des matériaux grossiers au réseau hydrographique. Les cours d'eau sont, de loin, moins affectés par les transports de matériaux que ceux du flanc Caraïbe.

Ils ont un profil de pente plus équilibré, et leur substrat semble renfermer moins de petites granulométries (appendice 2, figure A2-09, § A2- 2.5). Les cours d'eau montrent des indices d'enfoncement sur les berges, tels des petits éboulements et des arbres déchaussés, mais également un phénomène de pavage au fond du chenal d'écoulement. Tout concorde pour affirmer que les cours d'eau du Conil ne fonctionnent pas à pleine capacité de transport, et qu'ils sont dans l'ensemble assez stables. Cependant, les transports solides demeurent actifs durant certaines crues suffisamment puissantes. Durant Cindy, le charriage a été très important (PERRINET F., 1995c). Les débits de pointe exceptionnels, estimés à $250 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour la Grande Rivière (PERRINET F., 1995b; MEUNIER M., 1999), ont certainement eu la capacité de rompre le pavage du lit mais aussi de mobiliser les colluvions stockés au pied des versants depuis de nombreuses années. Seule la Grande Rivière représente un réel danger pour les riverains en cas de débordement.

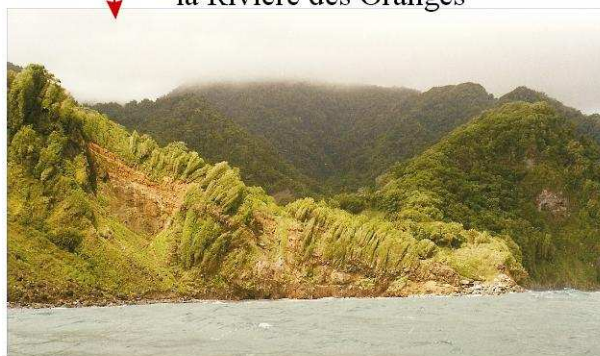
Planche photographique 04. Les bassins versants du Conil

A) Vue aérienne reconstituée du Conil



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

B) Le bassin versant de
la Rivière des Oranges



C) Le bassin versant de la
Rivière de l'Anse Couleuvre



Photographies: LALUBIE G (2001)

Durant les éruptions, les Rivières de l'Anse Céron et la Grande Rivière, prenant leur source sous le sommet, risquent de connaître des conséquences directes, tels des lahars. Le Conil dans son ensemble, situé sous le vent au nord-ouest du cratère, subira également des chutes de cendres importantes.

- Les cours d'eau intermédiaires du flanc Atlantique

Les cours d'eau correspondant au flanc Atlantique sont les 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 flanc Atlantique, correspond grossièrement à la moitié est du massif (planche photographique 05). D'un point de vue de l'intensité du comportement de la dynamique torrentielle, les cours d'eau se situent entre ceux du flanc Caraïbe instables et ceux du Conil stables. Les bassins versants allongés (appendice 2, tableau A2-02) sont en partie délimités par des "surfaces" de partage des eaux (DERRUAU M. 2002) correspondant aux plateaux les plus développés et les plus anciens du volcan. Le réseau hydrographique est parallèle et peu hiérarchisé. Les cours d'eau ont rapidement entaillé les glacis constitués de dépôts tendres de la néo-Pelée, pour former des gorges profondes aux parois abruptes (figure 41). Actuellement, ils ont atteint les dépôts indurés anciens de la paléo-Pelée (figure 36). Les apports de matériaux aux cours d'eau proviennent essentiellement d'une multitude d'éboulements plus ou moins volumineux des escarpements bordant le réseau hydrographique. Les plateaux, au pendage modéré et entièrement cultivés de façon intensive, ne fournissent que des matériaux fins (sables et ponces) au cours d'eau par l'intermédiaire de l'érosion agricole linéaire.

Les cours d'eau sont alimentés par de nombreuses sources servant d'exutoire aux aquifères contenus à l'intérieur des plateaux, dans des paléo-vallées comblées de dépôts poreux. Ces nombreuses résurgences assurent des débits soutenus toute l'année et l'étiage est décalé de deux mois par rapport à la fin du carême (GUISCRAFE J. *et al.*, 1976). Ce débit soutenu, aidé par une pente du cours d'eau supérieure à quelques pour cent jusqu'à la mer (ou la confluence avec la Rivière Capot pour certains), assure un bon pouvoir de transport solide, au quotidien pour les sables et les ponces, et, durant les crues ordinaires, pour les galets et les petits blocs.

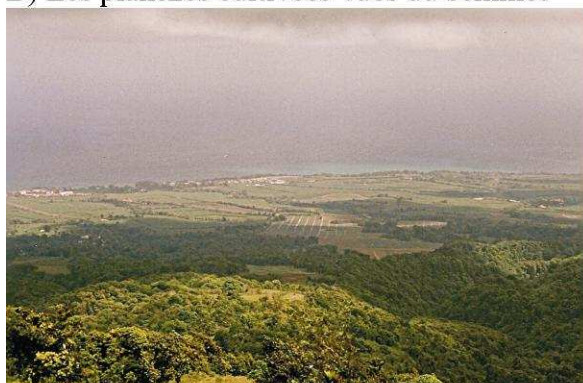
Planche photographique 05. Les bassins versants du flanc Atlantique

A) Vue aérienne reconstituée du flanc Atlantique

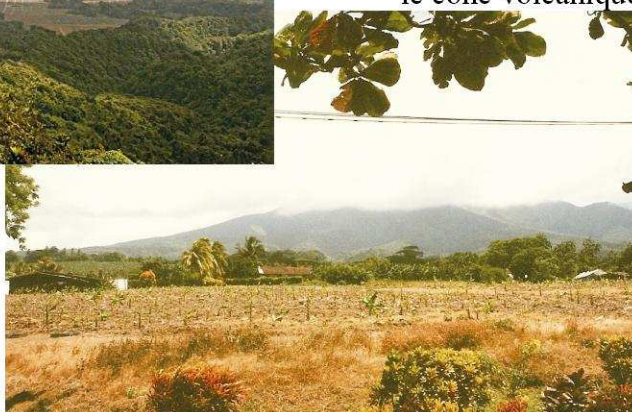


Photographie: <http://www.sigma972.org/3D/3d.html>

B) Les planèzes cultivées vues du sommet



C) Plantation de bananiers.
Au fond dans les nuages,
le cône volcanique



Photographies: LALUBIE G (2001)

La présence importante de matériaux fins empêche la formation d'un pavage dans le chenal d'écoulement. Lors des crues exceptionnelles, ces cours d'eau peuvent transporter beaucoup de matériaux en mobilisant le stock alluvial et les talus d'éboulis au pied des escarpements. A l'exception de la Rivière de Basse Pointe, dont le lit majeur est occupé par des logements, de quelques habitations à proximité du lit de la Rivière Roche et de la Rivière Pocquet, les débits de crue (solides comme liquides) ne provoquent pas de perturbations sur les activités humaines. En effet, les cours d'eau sont encaissés dans des gorges inoccupées et les risques liés aux débordements sont réduits. Les écoulements peuvent tout de même isoler la région s'ils emportent les ponts sous-dimensionnés de l'unique route côtière, quand cette dernière descend dans le fond des vallées.

Situé "au vent", lors des éruptions, ce sont essentiellement les cours d'eau ayant leur bassin versant remontant jusque sous le sommet du volcan qui ressentent un impact direct par l'intermédiaire des lahars.

Remarque : La Rivière Roxelane, filant vers la mer des Caraïbes mais dont l'amont du bassin versant draine un secteur sud (au vent) de l'édifice, possède plus de caractéristiques communes (granulométrie, débit spécifique, morphologie des versants, conditions bio-climatiques ...) avec le flanc Atlantique qu'avec les cours d'eau du flanc Caraïbe (appendice 2). Elle sera intégrée à ce type.

Pour conclure, des cours d'eau si différents ne peuvent pas être considérés de manière identique en termes d'aménagement, concernant la structure et le dimensionnement des ouvrages. De même, concernant la gestion des risques et la cartographie des aléas, il est également important de bien identifier le type de comportement du cours d'eau pour en estimer les menaces.

Toutefois, cette typologie établie ne suffit pas, car d'autres phénomènes hydro-volcano-géomorphologiques originaux viennent se surajouter comme mécanismes de contrôles et ainsi être également à l'origine de disparités comportementales importantes. Pour les analyser, il nous faut grossir l'échelle d'analyse et s'intéresser aux bassins versants et aux agents géomorphologiques qui les affectent par divers degrés d'intensité.

Chapitre 5

Des agents morphogènes puissants généralant une variété d'aléas hydro-volcano-géomorphologiques

Introduction : Un charriage exacerbé propice à la divagation des cours d'eau sur leur cône de déjection

Sur un volcan, la balance sédimentaire (accumulation - érosion + sédimentation) est positive durant les éruptions, et l'érosion, très active sous le climat intertropical, la rend rapidement déficitaire parfois avant même la fin de l'activité. Les agents géomorphologiques internes et externes engendrent ainsi des phénomènes antagonistes qui interviennent à différentes échelles spatio-temporelles mais agissent conjointement sur les transports solides au sein des bassins versants. Ces transports solides sont largement influencés par l'activité volcanique, la nature lithologique et le relief de l'édifice, mais également par les facteurs bioclimatiques.

Les versants du flanc Caraïbe, et en moins grande mesure ceux du flanc Atlantique, sont propices à injecter des matériaux au réseau hydrographique. En effet, en raison du dynamisme volcanique explosif, les versants, constitués de dépôts non cohérents au relief accentué sont sensibles à l'érosion : qu'elle agisse par ravinement lorsque le ruissellement pluvial est efficace ou par l'intermédiaire de mouvements de masse. Ces apports importants de matériaux au réseau hydrographique peuvent être stockés temporairement dans le lit avant d'être évacués vers la mer par l'intermédiaire du charriage lors des crues. Nous avons ainsi vu que les cours d'eau du flanc Caraïbe et en moins grande mesure ceux du flanc Atlantique étaient à pleine capacité de charriage (conclusion de § 4).

Avec un tel charriage à saturation, quand la pente du cours d'eau s'adoucit (< 5%) et que les versants s'écartent pour laisser place au cône de déjection, les phénomènes de sédimentation interviennent. Les plages de dépôts contribuent à l'élévation du fond du lit, et, par conséquent, à augmenter la hauteur d'eau et les potentialités de débordement, aggravant d'autant les inondations et favorisant par là même la divagation du cours d'eau. Par divagation, nous entendons bien la modification du tracé du lit mineur par translations latérales (PIEGEAY H. et al, 1996) et non simplement les débordements généralant les inondations. L'endommagement, lors de la présence d'enjeux est bien plus considérable. La divagation peut correspondre à un simple recul des berges de quelques mètres sur le pan de

rive concave d'une sinuosité, ou par la formation d'un embâcle bouchant partiellement le lit. Par les matériaux qu'il transporte, le cours d'eau peut également se créer des bras secondaires par incision dans le sol (érosion par abrasion) ou, au contraire, en se façonnant un lit par la sédimentation d'accumulations latérales. Les bras secondaires peuvent être également temporaires, et à leur tour divaguer durant la même crue, au gré de la formation d'un embâcle ou inversement d'une incision plus facile. En raison d'un charriage exacerbé, ce phénomène de divagation doit être pris en compte lors de l'évaluation des aléas hydro-volcano-géomorphologiques.

Si l'on peut considérer qu'à l'échelle de la Montagne Pelée, la nature volcanique agit considérablement sur la dynamique du cours d'eau par l'intermédiaire des transports solides, à une échelle spatio-temporelle plus réduite, d'un ou de plusieurs bassins versants et sur des durées d'action plus courtes, d'autres agents géomorphologiques produisent également des processus venant se surajouter au charriage déjà important. Les durées d'action de ces agents varient en fonction du phénomène :

- quelques heures pour les précipitations exceptionnelles ;
- de quelques heures à quelques mois pour l'enchaînement de l'ensemble des processus des mouvements de masse (de l'activation de mouvement de terrain aux lahars dans le cours d'eau) ;
- quelques années pour les éruptions volcaniques ;
- plusieurs décennies pour la formation d'un nouveau réseau hydrographique.

Si les durées d'action varient de quelques heures à plusieurs décennies, l'impact de ces phénomènes hydro-volcano-géomorphologiques et leurs conséquences peuvent se faire ressentir, en revanche, sur des périodes allant de quelques décennies à plusieurs centaines d'années, voir bien davantage, notamment pour les éruptions volcaniques.

Dans ce contexte d'arc volcanique actif, nous allons tout d'abord nous intéresser aux conséquences des événements hydro-climatiques exceptionnels, puis à l'impact des éruptions historiques sur le réseau hydrographique et enfin aux grands mouvements de terrain qui balafrent l'édifice.

5.1. Les événements hydro-climatiques exceptionnels : des crises hydro-géomorphologiques majeures

Les cyclones ne sont pas les uniques phénomènes météorologiques morphogènes

Les phénomènes météorologiques pouvant générer des précipitations remarquables à exceptionnelles ne sont pas uniquement les cyclones. Des ondes tropicales très actives, ou se succédant sur plusieurs jours, ou encore des cumulonimbus très développés et

s'entretenant au même endroit pendant plusieurs heures peuvent également entraîner des crises hydro-géomorphologiques. Les cyclones demeurent cependant un phénomène morphogène majeur à la Martinique (CANDALE K., 1996), en terme de récurrence mais surtout par la conjonction du vent, de la houle et de la pluie, tous grands marqueurs géomorphologiques.

5.1.1. Les cyclones : des conditions météorologiques extrêmes et récurrentes

Circulaire, le cyclone se matérialise par une masse nuageuse tourbillonnaire. Circulant essentiellement sur les mers où ils y puisent leur énergie, les cyclones soulèvent des houles supérieures à quatre mètres, très dévastatrices pour la côte, notamment quand elles sont associées à une surélévation du niveau de la mer en raison de la baisse de la pression atmosphérique sous le phénomène. D'une durée de vie d'environ une dizaine de jours, les cyclones de l'Atlantique nord se déplacent à environ 20 km.h⁻¹ dans une direction ouest, puis généralement nord-ouest en abordant l'arc Antillais. Toutefois, des exceptions offrent d'autres trajectoires. En effet, les cyclones "*barbadiens*", s'étant formés au large de l'arc, ont une trajectoire indécise, parfois modifiée par le relief des îles. Ils sont généralement moins puissants que les cyclones "*cap-verdiens*" élancés car ayant déjà traversé l'océan (NOAA., 1995).

Les pluies cycloniques seront d'autant plus redoutables que le déplacement du phénomène sera lent. Ainsi, si les cyclones barbadiens dépassent rarement le stade d'ouragan de classe 3 (tableau 05), les pluies peuvent être plus dévastatrices que pour les phénomènes capverdiens. Le record de précipitations journalières de la Martinique est de 578 mm en 24 heures à la station

**Tableau 05. Classification des cyclones
selon leur intensité**

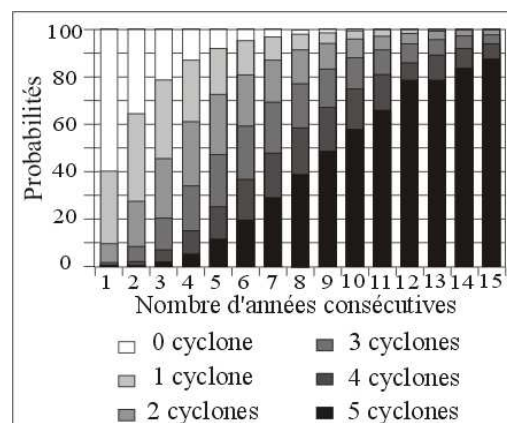
Cyclone	Vitesse moyenne du vent (km.h⁻¹)*	Pression au centre (hPa)
Dépression tropicale	< 63	
Tempête tropicale	63 < < 117	
Ouragan classe 1	118 < < 153	> 980
Ouragan classe 2	154 < < 177	965 < < 980
Ouragan classe 3	178 < < 209	945 < < 964
Ouragan classe 4	210 < < 248	920 < < 944
Ouragan classe 5	> 249	< 920

* Vitesse de pointe sous rafale: jusqu'à + de 50 km.h⁻¹ pour > classe 4
Source : SAFFIR-SIMPSON dans ALBERT P. (1999)

Bassignac à Trinité (10 km au sud-est du massif de la Montagne Pelée), le 21 août 1970, pendant la tempête tropicale Dorothy.

Les cyclones frappent généralement la Martinique durant les mois d'août à octobre. En Martinique, la probabilité que l'on ne subisse pas de cyclone pendant une année est de 60 % (ALBERT P. *et al.*, 1999). En revanche, il y a une probabilité de 90 % pour qu'un cyclone frappe l'île pendant une période de 5 ans (figure 42). Par leur récurrence, les cyclones et les nombreuses autres catastrophes naturelles en général sont des entraves au développement dans le bassin caraïbe (PAGNEY-BENITO ESPINAL F., 2006).

Figure 42. Probabilité de phénomènes cycloniques à la Martinique



Source : ALBERT P. *et al.*, (1999)

5.1.2. Les inondations par les crues éclair

L'inondation, en tant que phénomène géographique se développant dans l'espace et dans le temps, doit être caractérisé par : l'intensité, la fréquence et l'extension du phénomène. Ce sont les trois paramètres d'analyse indissociables (PRUNET C. *et al.*, 2001). Trois types de phénomènes différents peuvent être distingués autour du massif.

- Les **crues éclair remarquables** interviennent quand la hauteur d'eau est supérieure aux berges du cône de déjection, ce qui provoque une inondation généralement de part et d'autre du cours d'eau. Lors de ces débordements torrentiels, les flots atteignent généralement des vitesses assez importantes pour lessiver la surface du sol et emporter tout ce qui traîne dehors (de la poubelle, à la voiture en stationnement). L'eau charrie en outre de la boue et des roches. Quand elle rentre dans les habitations, en fracassant une ouverture, elle peut renverser tout le mobilier dans les pièces les plus exposées. Ce type d'écoulement peut blesser ou même parfois emporter les personnes les plus vulnérables (deux victimes durant Cindy en août 1993). De telles crises ne durent généralement pas très longtemps, quelques heures tout au plus. Ainsi, les installations sur les espaces submersibles à proximité des cours d'eau sont susceptibles d'être partiellement détruites plusieurs fois par siècle. Certains secteurs du bourg du Prêcheur sont régulièrement inondés par ce genre de crue.

- Plus rarement, peuvent intervenir les **crues exceptionnelles**, à la fois en volumes débordés, mais également par la durée du phénomène. Elles interviennent essentiellement

au passage d'un cyclone majeur. Dans la zone des crues éclair remarquables, de part et d'autre des cours d'eau, les phénomènes sont équivalents à ceux décrits précédemment, mais plus destructeurs encore. En effet, ils sont accompagnés de transports de matériaux plus volumineux. Durant ces épisodes exceptionnels, en complément des désordres occasionnés par les crues remarquables, les cours d'eau divaguent en érodant les berges et en activant des chenaux secondaires, mais également par la formation d'embâcles en amont des ponts notamment. Les bordures des cônes de déjection, ainsi que les plaines littorales les reliant à leurs voisins, se voient ainsi plus ou moins partiellement inondées. L'inondation concerne une zone côtière étendue, mais les flots sont moins destructeurs. Même si les écoulements ne sont pas forcément dévastateurs, ils pénètrent tout de même dans les habitations et engendrent des pertes matérielles. Le dernier exemple en date remonte à la tempête tropicale Cindy, en août 1993.

Ces inondations s'étendent latéralement sur les plaines littorales caraïbes au-delà des cônes de déjection, d'autant plus facilement qu'elles sont concomitantes avec la houle cyclonique. Cette dernière, déferlant sur les rivages, construit d'un cordon détritique tout le long de la côte (à l'exception des côtes à falaises), obstruant également les exutoires des cours d'eau. Cette levée chaotique, composée de roches, de sables et de détritiques en tout genre flottant dans la mer, forme un barrage d'un à deux mètres de hauteur. Les inondations se situent alors en amont de ce barrage avec une eau saumâtre provenant des plus grosses vagues et par les eaux du ruissellement pluvial et torrentiel. L'inondation dure alors tant que la levée détritique littorale n'est pas ouverte par des brèches creusées avec des engins de terrassement. La plaine littorale entre Saint-Pierre et le Prêcheur subit des submersions régulièrement. La dernière en date remonte au cyclone Lenny en novembre 1999 (qui a également laissé des traces de son passage sur la morphologie du trait de côte). Ces crues exceptionnelles peuvent ainsi durer de plusieurs heures à plusieurs jours en fonction de la durée du phénomène météorologique (précipitation et houle). Sur la côte caraïbe, fort heureusement, les précipitations précèdent le plus souvent la houle cyclonique. En effet, le cyclone doit d'abord franchir l'arc insulaire pour générer une houle cyclonique en mer des Caraïbes. C'est ce qui donne à ces inondations leur caractère "exceptionnel".

Remarque : Les zones les plus basses, très proches du rivage peuvent être inondées uniquement sous l'action conjuguée de la houle et du cordon détritique, sans aucun ruissellement. L'eau provient alors des plus grosses vagues, seules capables de franchir ce cordon, et des eaux usées domestiques ne pouvant s'évacuer en mer. Conceptuellement, cette zone submersible par la houle cyclonique entre dans la dynamique physique des littoraux et s'écarte quelque peu de notre sujet. Dans les faits, les deux phénomènes étant souvent liés et les conséquences étant identiques pour les occupants, nous tiendrons compte de cet aléa submersion.

- En zone urbaine, loin des cours d'eau, les inondations peuvent également intervenir par l'intermédiaire du **ruissellement pluvial** sur les sols imperméabilisés (crue urbaine ou périurbaine). Ces inondations éclairs seront d'autant plus facilitées que le réseau d'assainissement pluvial est sous dimensionné et que l'urbanisation désordonnée freine l'évacuation du ruissellement (LEDOUX B., 2006 ; GUITON M., 1998). L'ensemble des bourgs du massif sont concernés (sauf l'Ajoupa-Bouillon), notamment dans les quartiers populaires où les bâtiments sont très rapprochés les uns des autres. Pouvant intervenir tout au long de l'année, ces inondations sont plus incommodes que menaçantes et destructrices. Cependant, leurs fréquences élevées agacent les victimes.

Le tableau 06 synthétise les caractéristiques d'endommagement (intensité), de fréquence et d'extension, concernant les inondations qui surviennent autour du massif.

Tableau 06. Intensité, fréquence et extension
 des différents types d'inondation sur le massif de la Montagne Pelée

Type de crue	Récurrence (2)	Zone de part et d'autre du cours d'eau	Cône de déjection et plaine littorale	Juste en amont du rivage	Zone urbanisée
Crue éclair	10-30 ans	destructions partielles	-	-	-
Crue exceptionnelle	> 50 ans	destructions totales	destructions partielles	inondation sans destruc.*	inondation sans destruc.
HC ⁽¹⁾ inondation d'eau saumâtre	< 10 ans	-	-	inondation sans destruc.*	-
Ruissellement pluvial	10-20 ans	-	-	-	inondation sans destruc.

: houle cyclonique uniquement ; 2 : Estimé d'après Guiscafre J. et al. (1976) ;

Source : LALUBIE G. (2007)

* endommagement possible par l'érosion du littoral

Ces différents types d'inondation, généralement accompagnés d'une grande activité géomorphologique mobilisant des matériaux, interviennent avec des fréquences et des taux d'endommagement différents. Ces derniers interviennent dans la dynamique des écoulements et leurs divagations, et contribuent également aux inondations. En effet, les flux transités durant une crue sont d'autant plus importants que la concentration en solides est élevée. De plus, dans les zones de sédimentation, l'élévation du fond du lit augmente d'autant la hauteur d'eau et, par conséquent, la potentialité de débordement.

5.1.3. Une activité érosive débridée pendant et après le phénomène

Si, les **houles cycloniques** amplifient le phénomène d'inondation dans certaines conditions, elles rongent également inexorablement la plaine littorale du flanc Caraïbe (SAFFACHE P., 1998b). Cela a pu s'observer notamment par le recul du rivage de la Coulée de la Rivière Blanche de quelques mètres en une dizaine d'années. Ces phénomènes érosifs s'illustrent à l'intérieur de la Caldeira d'avalanche D2, où aucun cours d'eau ne possède de cône de déjection.

Le **vent cyclonique**, quant à lui, s'ajoute aux effets des précipitations dans l'activation de phénomènes morphodynamiques sur les versants pentus. En effet, les vents violents déchiquent les arbres ne laissant sur pied que le fût et quelques branches maîtresses, fournissant ainsi de nombreux matériaux pour constituer des embâcles sur les versants. De même, les vents violents peuvent déraciner les arbres, provoquant une dépression dans le sol. Ces deux phénomènes généralement cumulés accélèrent la saturation en eau du sol, au détriment du ruissellement et provoquent un grand nombre de mouvements de terrain par solifluxion. Ils sont de tailles modestes et prolongés par une coulée arrachant la végétation jusqu'au pied du versant. Ces processus d'érosion peuvent perdurer après le cyclone lors des précipitations de traîne (grains remontant de la Zone Intertropicale de Convergence vers le phénomène) et tant que les sols sont saturés en eau.

De plus, par endroit au fond des talwegs étroits, les débris végétaux jonchant le sol sont si épais qu'ils limitent la recolonisation végétale et les quelques spécimens arbustifs toujours debout sont chétifs. Ces deux éléments concomitants ne permettent plus d'offrir au sol un système racinaire d'une densité nécessaire pour qu'il joue un rôle protecteur. Ainsi, l'érosion des berges paraît s'être accélérée depuis le cyclone Dean du 22 août 2007, notamment semble-t-il, par l'intermédiaire des écoulements hypodermiques (observation personnelle).

Durant les **très fortes précipitations**, les escarpements subverticaux bordant les lits (hauts de 10 m en tête de bassin versant jusqu'à parfois plus de 100 m à l'aval), subissent également de nombreux écroulements localisés d'où s'arrachent de la paroi des plaques généralement épaisses de 0,5 à 3 m, mettant en jeu des volumes pouvant être estimés à quelques centaines de m³ pour les plus importants (planches photographiques 02 et A2-01). Les processus concernent à la fois la tête et le pied des escarpements. Par le haut, les eaux atmosphériques qui s'infiltrent par des plans de faiblesse sont à l'origine de la rupture (RIOU G., 1990; FLAGEOLLET J.C., 1988). Ils préexistent le plus souvent aux discontinuités lithologiques, aux failles, mais également beaucoup par des fissures qui se forment sous l'action des racines d'arbre, dont certaines peuvent s'enfoncer sur plus de 20 m dans les

dépôts pyroclastiques de la néo-Pelée. Au pied de l'escarpement, les éboulements ont lieu où les lignes d'écoulement des hautes eaux viennent heurter et affouiller la base de l'escarpement, notamment sur la rive concave dans les sinuosités, mais également quand elles doivent contourner un obstacle. L'érosion est également linéaire, avec des processus de ravinements (COULMEAU P., 1988; RIOU G., 1990) sur les surfaces agricoles et les versants. Le ruissellement d'intensité exceptionnelle favorise l'incision et l'érosion des berges du chevelu hydrographique primaire.

Durant les phénomènes cycloniques, les cours d'eau présentent à la fois des traces d'érosion sur les berges et des plages de dépôts dans le lit mineur et le pseudo lit majeur. Le suivi sur 7 années de la topographie du lit de la Rivière Roxelane dans son chenal de transition, à la station Trois Ponts (appendice 3, § A3- 3.2), faute d'événement exceptionnel, ne nous a pas encore fourni d'élément de réponse quant au bilan sédimentaire de ces phénomènes. Cependant, il convient de noter que les crues remarquables à exceptionnelles (cycloniques ou non) en raison d'un charriage intense, ont tendance à lisser des différents faciès d'écoulement (MALAVOI J.R. et al., 2002) en un faciès dominant de type "*rapide*", accélérant la vitesse moyenne d'écoulement (appendice 3, § A3-3.2). Ainsi, additionné aux sols gorgés d'eau sur les versants, la dynamique torrentielle reste donc toujours très active et très réactive après les phénomènes hydrométéorologiques exceptionnels.

La morphologie des lits modelée par la tempête tropicale Cindy

Les cyclones, plus que tout autre épisode pluvieux exceptionnel, sont donc des agents hydro-géomorphologiques importants. La tempête tropicale Cindy, le 14 août 1993, fut le dernier cyclone avec des précipitations exceptionnelles sur le massif de la Montagne Pelée (tableau 07). La crue générée fut estimée de récurrence centennale.

Tableau 07) Estimation⁽¹⁾ ou modélisation⁽²⁾ des caractéristiques de la crue de Cindy pour quelques cours d'eau du massif (durée de la crue : 3 heures environ)

Cours d'eau	Grand Rivière	Rivière du Prêcheur	Rivière de la Pointe Lamare	Ravine Pierre Akar
Précipitation (mm en 2 h)	150	225	200	200
Surface bassin versant (km ²)	10,72	6,14	3,83	2,27
Débits de pointe (m ³ .s ⁻¹)	250 ⁽²⁾	225 ⁽²⁾	120-150 ⁽¹⁾	60-80 ⁽¹⁾
Volume transité (million de m ³)	1,1 ⁽²⁾	1 ⁽²⁾		

Source: ⁽¹⁾SOGREAH, 1998; ⁽²⁾MEUNIER M., 1999; ⁽²⁾PERINET F., 1995b

Actuellement, la morphologie des cours d'eau résulte de cet épisode. Les pseudo lits majeurs du flanc Caraïbe et du Conil sont occupés par une végétation datant de 1993, après Cindy. Les troncs, à un mètre de hauteur, mesurent tous entre 15 et 20 cm de diamètre et

les arbres atteignent maintenant une dizaine de mètres de haut. Certains gros spécimens, faisant guise d'exceptions, sont tout de même présents ; soit, ils ont résisté à cette crue exceptionnelle, soit ils sont à croissance rapide (le Bois Canon [*Cecropia schreberiana*], le Bois Flot [*Ochroma pyramydale*], Bois Cendre [*Tetrazigia discolor*]... FIARD J.P., 1994).

Les cyclones, contrairement aux autres phénomènes hydro-météorologiques exceptionnels, avec la conjonction des précipitations, du vent et de la houle, contribuent à amplifier l'ensemble des processus de la dynamique torrentielle, mais également à prolonger dans le temps le risque inondation en jouant autant sur l'aléa que sur la vulnérabilité des populations. En effet, le déséquilibre de la surface des versants et le substrat du lit fraîchement mis en place, accentuent l'amplitude de l'aléa (vitesse de réaction et intensité). D'autre part, les réseaux de communication et les logements ayant été endommagés ou fragilisés, ont rendu les riverains encore plus vulnérables face aux inondations, du moins le temps que les premières phases de reconstructions soient achevées.

5.2. Les éruptions volcaniques historiques : un ingrédient dominant la dynamique torrentielle des bassins versant concernés

La variabilité de l'impact des éruptions de l'édifice récent sur la dynamique torrentielle

Si nous nous focalisons sur les deux éruptions de 1902 et de 1929, qui ont inversé le relief de l'ancienne vallée de la Rivière Blanche (LACROIX A., 1904, 1908; REVERT E., 1949), toutes les éruptions de l'édifice récent ont eu un fort impact sur l'équilibre des bassins versants concernés par les dépôts. Pendant la période la plus récente, au cours des 5 000 dernières années, il y a eu treize éruptions magmatiques (TRAINEAU H., 1982). La durée de repos entre les éruptions varie de 40 à 580 ans avec un écart-type de 170 ans (§ 2-1.2). Le phénomène intervient donc de façon répétée. Globalement et hormis les dépôts pliniens, les cours d'eau du flanc Caraïbe et, en moindre grande mesure, les affluents de la Rivière Capot ont reçu les matériaux des coulées pyroclastiques de l'édifice récent. En fonction de l'intensité de l'éruption, le volume de matériaux expulsés varie de 0,01 à 0,3 km³. Une proportion variable des matériaux arrive directement en mer, soit sans se déposer sur les flancs de l'édifice, soit en étant temporairement stockés. Les éruptions volcaniques provoquent également des tremblements de terre et des déformations du volcan, plusieurs mois avant l'arrivée du magma en surface. Des mouvements de terrain sont donc susceptibles de s'activer et d'apporter de grandes quantités de matériaux aux cours d'eau, avant même l'éruption proprement dite. Les volumes mis en jeu sont cependant moins importants que l'ensemble des matériaux émis par le volcan durant l'éruption, mais ils sont généralisés sur l'ensemble du massif, affectant ainsi des bassins versants qui ne seront pas

concernés par les coulées volcaniques. Nous n'avons aucune idée de l'impact des séismes et des déformations pré-éruptives sur l'intensification de l'activité géomorphologique des cours d'eau (MEUNIER M., 1999, BALANDIER P., 2008).

Les retombées aériennes volumineuses, sur le flanc sous le vent ou lors des éruptions pliniennes majeures, alors qu'elles sont généralement composées de matériaux de lessivage considérés comme n'intervenant pas dans la morphologie du lit (Agence de l'eau, 1999), ont tout de même un impact en raison de leur concentration élevée (RAMEZ P. *et al.*, 1995), mais également sur l'infiltrabilité des sols (OGAWA Y. *et al.*, 2007). Les fluides devenant plus érosifs (forces hydrodynamiques) accentuent les échanges avec le substrat du lit. Cependant, l'impact reste limité dans le temps car, sur les versants, une fois lessivés puis recolonisés par la végétation, les dépôts aériens ne sont plus source d'apport de matériaux au réseau (LACROIX A., 1908; OGAWA Y. *et al.*, 2007). De la même manière, dans le réseau hydrographique, les matériaux fins de lessivage sont rapidement évacués par les écoulements courants, comme ceux des crues modestes.

Les éruptions historiques ont eu, et ont toujours, un impact sur les cours d'eau dont l'intensité dépend du taux de remplissage de la vallée par les dépôts volcaniques. Dans un gradient croissant de volume de matériaux, les dépôts agissent tout d'abord sur la morphologie et le charriage du cours d'eau ; puis si les volumes sont plus importants, ils modifient le tracé du réseau hydrographique. Enfin, si de grandes surfaces sont comblées, un nouveau réseau hydrographique se met en place.

5.2.1. L'évacuation des surplus de stocks alluviaux sous forme de charriage : un impact essentiellement sur le cône de déjection

Les apports de matériaux par une éruption peuvent modifier le fond d'une vallée sans pour autant perturber les versants. Ce cas se rencontre pour les éruptions mineures de type Merapi, par exemple Nrp en 1630 (WESTERCAMP D. *et al.*, 1990), lors d'une propagation secondaire de la coulée pyroclastique, comme décrit à Montserrat (DRUITT T.H. *et al.*, 2002), ou encore, lors de la propagation d'une succession de lahars. Dans ces cas, les cours d'eau possèdent un stock alluvial important, et ainsi, deviennent à pleine capacité de charriage, car le cours d'eau tend de nouveau à rechercher son profil d'équilibre. Au cours du temps, un phénomène de pavage pourrait intervenir et limiter les transports solides, mais plusieurs facteurs limitent la formation de cette carapace protectrice :

- la proportion importante de particules fines dans le substrat (appendice 2, § A2-2.5);
- la vitesse de l'eau permettant le charriage de ponces et de sables en régime hydrologique de base (appendice 2, § A2- 2.5; appendice 3, § A3- 3.4) ;

- la répétition des modestes crues qui mobilisent rapidement les petits blocs (appendice 3, § A3- 3.1).

Nous ne connaissons pas la durée nécessaire au réseau hydrographique pour évacuer de son lit les matériaux d'une éruption donnée. Le délai est influencé par la proportion de gros blocs (granulométrie supérieure au mètre). En effet, dans la Rivière Sèche, nous avons pu rencontrer un semi-pavage de très gros blocs, offrant nécessairement un obstacle au prélèvement de matériaux plus fins.

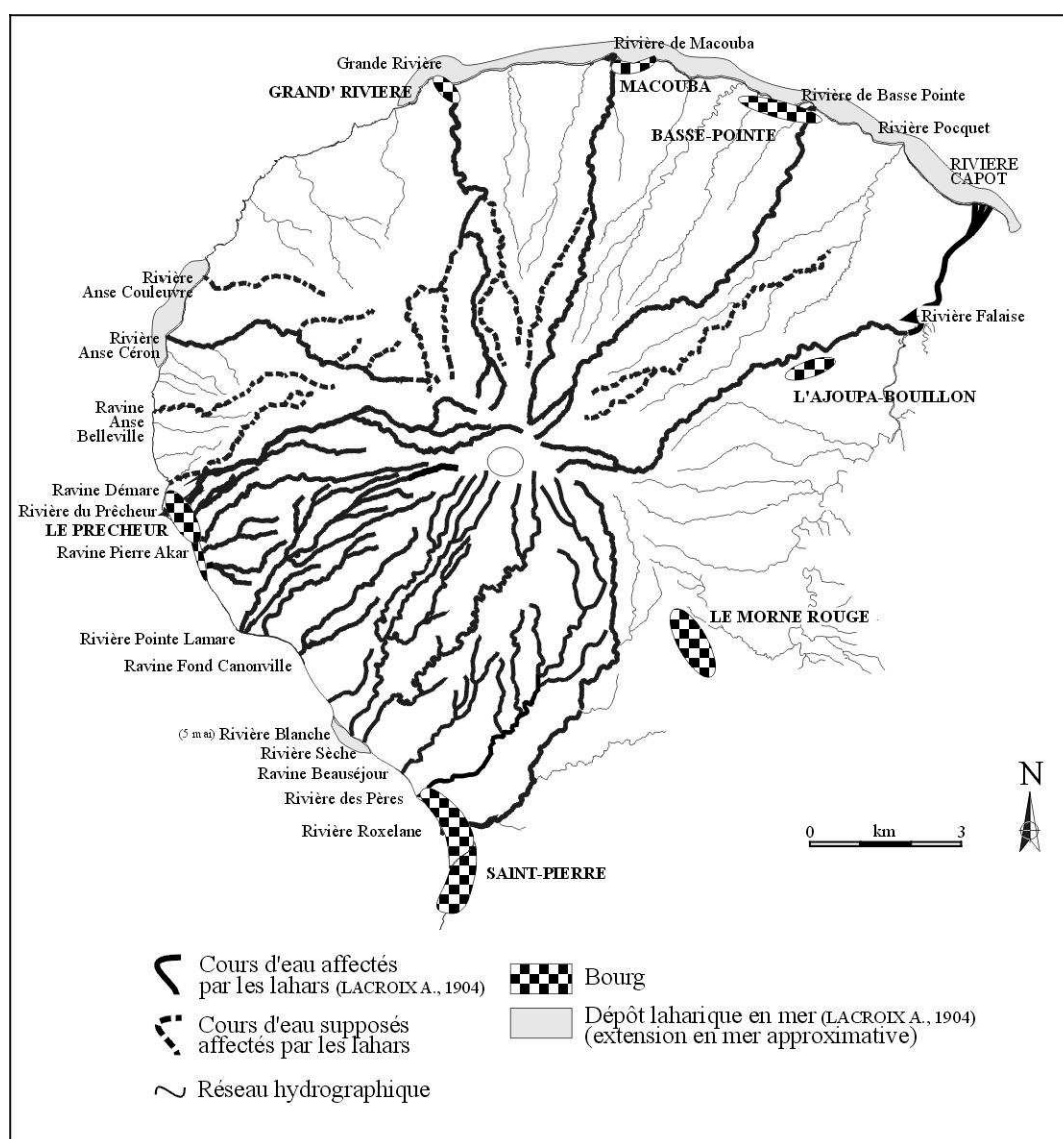
Ce cours d'eau, la Rivière Sèche, en amont de la confluence avec son affluent principal la Ravine Saint-Martin, est un exemple d'ailleurs fort intéressant. A partir de novembre 1931 (ROMER M., 1936), le dôme toujours en pleine croissance commença à déborder des rebords ouest et sud de la caldeira de l'Etang Sec, et les écroulements de ses parois atteignirent ainsi la haute vallée de la Rivière Sèche (Appendice 6, § A6-3, figure A6-06), mais également la haute vallée de la Rivière Claire et peut-être même en moins grande mesure la haute vallée de la Rivière des Pères). Les pentes sont si fortes (66 %), que les matériaux roulaient jusqu'au pied de la Patte du Tigre, escarpement subvertical de 150 m (paroi d'un ancien dôme, daté de 9000 ans BP, LE FRIANT A. *et al.*, 2003), à partir duquel la pente du cours d'eau tombe à 13 % (appendice 7, § A7- 3, figure A7-12). Nous ne connaissons pas le volume de matériaux stockés dans le cours d'eau durant la période éruptive, mais il devait être relativement modeste compte-tenu que les matériaux ont commencé à s'y déverser qu'en fin d'éruption (ROMER M., 1936). C'est probablement le charriage des matériaux volcaniques de 1932 qui, soixante-dix ans après, est responsable du surdimensionnement anormal du lit mineur en aval de la Patte du Tigre (visible sur les photographies aériennes), par rapport aux autres composantes hydro-géomorphologiques du cours d'eau.

Lors de nos reconnaissances de terrain par des descentes de rivières, nous n'avons pas pu identifier les dépôts de 1902 ou 1929 projetés ou éboulés dans la haute Rivière Claire, la haute Rivière Falaise, la haute Rivière Roxelane ou la haute Rivière de la Pointe Lamare.

En 1902, les lahars éruptifs ont été également une source volumineuse de matériaux, et ont eu essentiellement un impact sur les lits des torrents et le trait de côte (planche photographique 06, Appendice 6, § A6- 2, planches photographiques A6-01, A6-02, A6-03). L'ensemble des cours d'eau du flanc Caraïbe et ceux prenant leur source sous le sommet du volcan ont été empruntés par des lahars de mai à octobre 1902 (figure 43). L'impact morphologique de ces coulées a été important, et d'autant plus remarquable que les cours d'eau n'ont pas été affectés par les coulées pyroclastiques (la Grande Rivière, la Rivière de Macouba, la Rivière de Basse Pointe et plus modestement la Rivière de l'Anse Céron). Certaines terrasses du pseudo lit majeur de la basse vallée de la Rivière de Macouba et de

la Rivière de Basse Pointe atteignent des altitudes relatives par rapport au fond du talweg avoisinant les 10 m avec une végétation très bien développée. Il se peut que ces terrasses soient des reliques de dépôts lahariques n'ayant pas encore été érodés et ayant déporté les lignes d'écoulement (cas 2 de la figure 40). Les cônes de déjection ont également été ensevelis par les matériaux des coulées qui se sont succédées pendant six mois, et le trait de côte a progressé de plus de 100 m sur la façade atlantique (LACROIX A., 1904, planches photographiques 06). En 1907, les traits de côte, caraïbe et atlantique, n'avaient pas subi de modification notable (LACROIX A., 1908).

Figure 43. Les cours d'eau affectés par les lahars de mai à octobre 1902



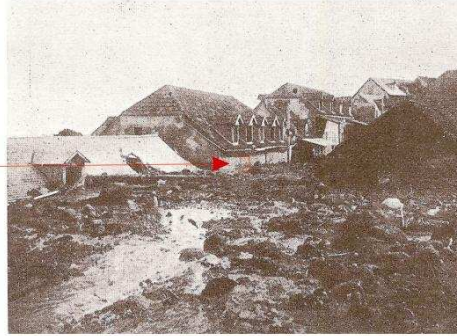
Conception : LALUBIE G. (2002a)

Planche photographique 06. Les destructions du bourg de Basse-Pointe, par les lahars de 1902

A) L'ensevelissement en rive droite du bourg de Basse-Pointe au cours du temps

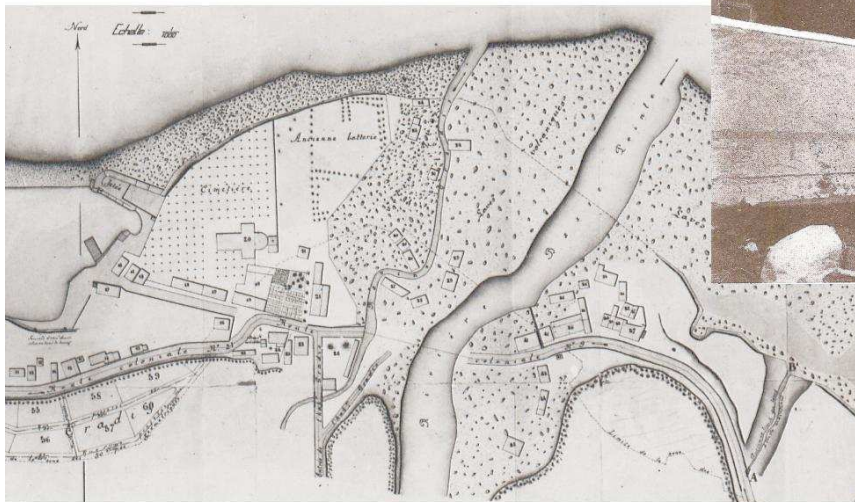


Ensevelissement de la route perpendiculaire au lit en juin 1902.

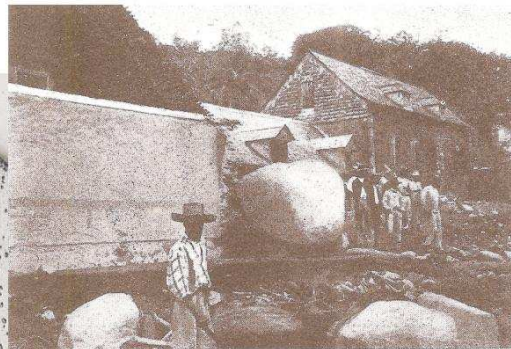


Divagation des eaux de la rivière sur les dépôts lahariques, en octobre 1902. Les atterrissements ont augmenté par rapport à juin 1902 (photo ci-contre)

B) Les destructions dans le bourg de Basse-Pointe

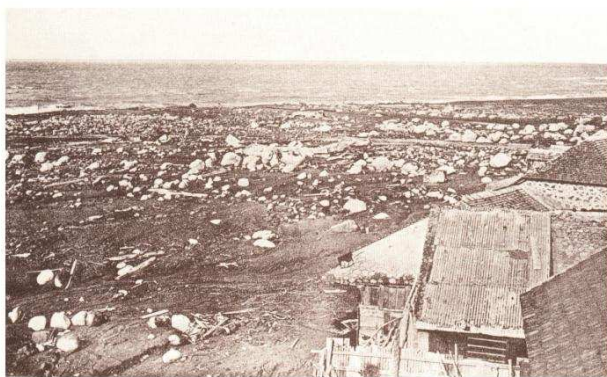


Plan du bourg de Basse-Pointe en 1906, avec l'extension des dépôts lahariques, pour ne pas les considérer dans la limite des 50 pas. Le bâti dessiné sur les dépôts semble être les maisons reconstruites ou déblayées.

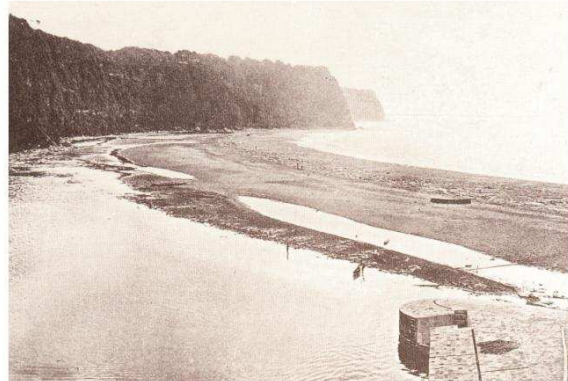


Gros Bloc encastré dans une maison en rive droite, fin juin 1902. En octobre, ce bloc était enseveli par des nouveaux apports.

C) L'impact des lahars sur le trait de côte de la façade Atlantique



Atterrissements torrentiels sur la côte, devant le Bourg de Basse-Pointe



Atterrissements torrentiels sur la côte obstruant l'entrée du petit port.

Photographies: LACROIX A. (1902)
dans LACROIX A. (1904)

En comparant le tracé actuel des cours d'eau avec celui de 1825 (MONNIER M. *et al.*, 1831), nous faisons ressortir des modifications du cours terminal de certains d'entre eux (appendice 5, § A5- 1.3). L'exemple de la Rivière du Prêcheur est le plus frappant, mais celui de la Grande Rivière est similaire (appendice 5, § A5- 1.3.2, figure A5-05). Au XVIII^e et au début du XIX^e siècle, la Rivière du Prêcheur se terminait par un delta palmé constitué de quatre voies d'eau (MORREAU du TEMPLE, 1770; MONNIER M. *et al.*, 1831. En 1902, le bourg fut détruit par des lahars colossaux, dès le 7 mai au soir faisant plus de 400 victimes (Appendice 6, § A6- 2.2). Sur la carte topographique de 1955, l'embouchure est encore dessinée avec plusieurs bras, non plus palmés mais parallèles et anastomosés sur environ 100 m de large.

Actuellement, il n'existe plus qu'un seul chenal d'écoulement et le lit mineur mesure environ une quarantaine de mètres de largeur. On peut alors fort bien supposer que les dépôts lahariques de l'éruption de 1902 ont radicalement modifié la topographie de l'embouchure et que l'actuel bourg du Prêcheur soit construit dessus. Les crues torrentielles ultérieures auraient refaçonné un lit mineur plus réduit au milieu des dépôts lahariques. La pression urbaine a aussi probablement joué un rôle important dans la conquête des espaces naturels de liberté du cours d'eau.

Les embouchures de la Rivière Potiche, de la Rivière Roche et de la Rivière Hackaert ont été dessinées de manière beaucoup plus concave en 1825, qu'elles le sont actuellement (MONNIER M. *et al.*, 1831). Il pourrait s'agir également de reliques des dépôts lahariques de 1902, lesquels, protégés au fond des embouchures, n'auraient pas totalement subi les effets de l'érosion marine. Dans cette hypothèse, les dépôts proviendraient des grands cours d'eau et non des cours d'eau concernés qui n'ont pas été affectés par les lahars (figure 43).

Inversement, sur la côte caraïbe, outre les modifications morphologiques observées sur les cônes de déjection de la Rivière du Prêcheur et la Rivière Pointe Lamare (appendice 5, § A5- 1.3.2 et A5- 1.3.3, figure A5-05 et A5-06), nous n'avons jamais observé d'indices de dépôts lahariques éruptifs dans les cours d'eau. On peut penser que si ces cours d'eau n'ont pas totalement évacué l'ensemble des matériaux lahariques, en revanche le charriage lors des crues les a certainement incorporés au substrat.

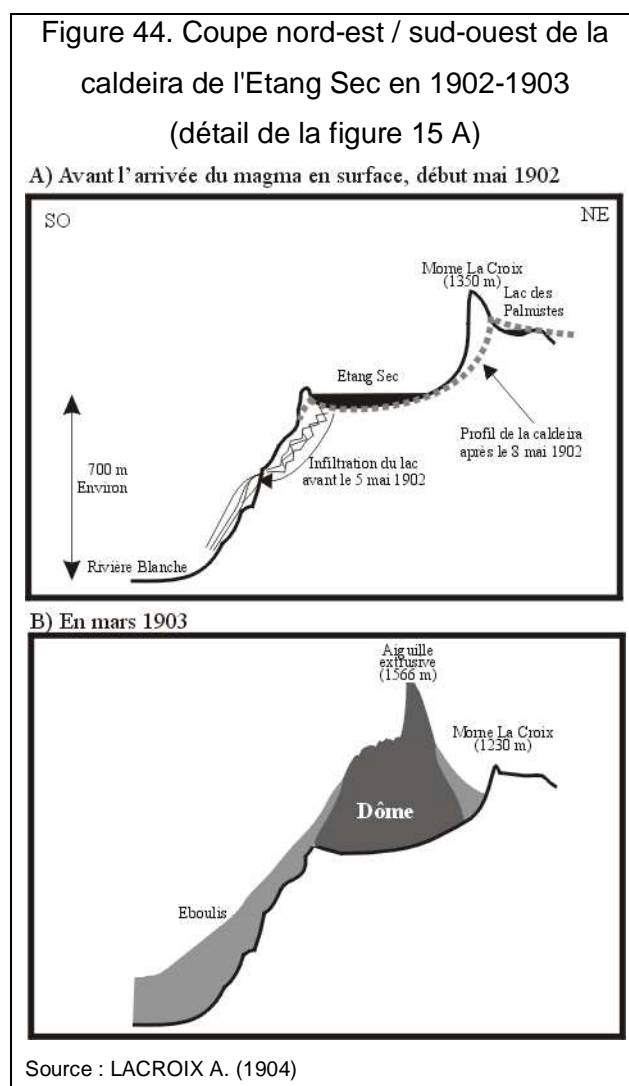
Les cours d'eau de la coulée de la Rivière Blanche ayant subi l'impact des dépôts pyroclastiques historiques ne possèdent pas de cône de déjection. En raison de la bathymétrie prononcée, des houles cycloniques récurrentes (SAFFACHE P., 1998 b) mais également de la lithologie correspondant à des dépôts non cohérents en déséquilibre, les processus d'érosion dominant l'ensemble de la côte et les embouchures sont plutôt concaves.

Remarque : Une carte établie par STIELTJES L. et WESTERCAMP D. (1978), concernant les lahars avant l'éruption du 8 mai 1902 (appendice 6, figure A6-04), est communément reprise dans les ouvrages et les rapports scientifiques concernant la Montagne Pelée, sans regard critique. Pourtant, il apparaît nettement que certains cours d'eau du flanc Caraïbe ont été omis (LACROIX A., 1904, p. 436), et d'autres du flanc Atlantique ont été indiqués alors qu'ils prennent leur source à plusieurs kilomètres du cratère "au vent"! La figure A6-03 (appendice 6) reprend scrupuleusement les travaux réalisés sur ce sujet (LACROIX A., 1904; CHRETIEN S., 1983).

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

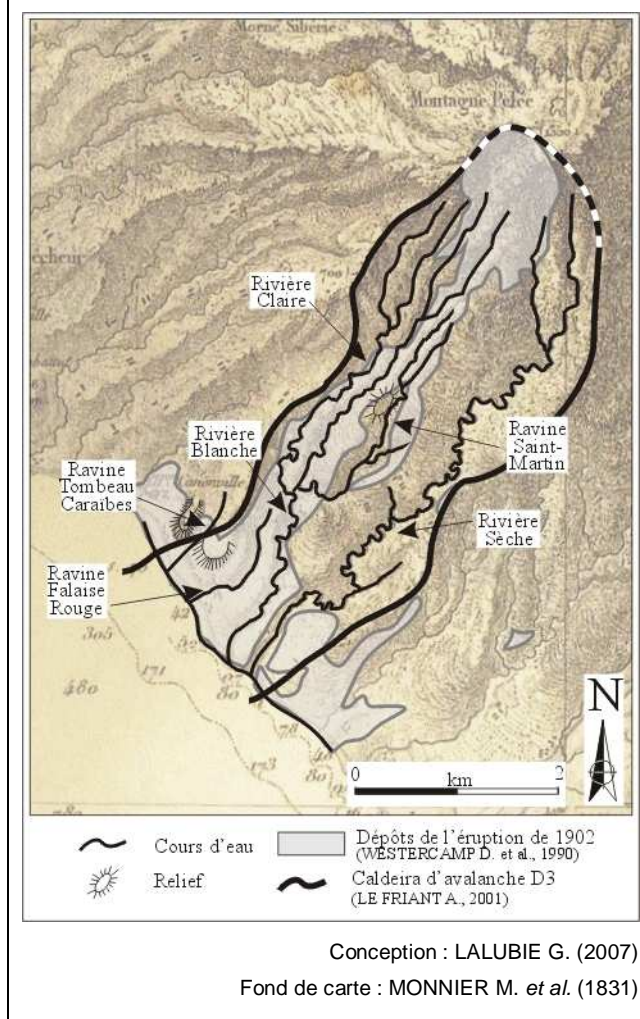
En 1902, comme en 1929, les éruptions ont duré trois ans chacune. L'impact morphologique s'est fait ressentir essentiellement au sommet, avec l'ouverture de la caldeira et la présence de deux dômes (figure 44) et dans la vallée de la Rivière Blanche où se sont propagées les coulées pyroclastiques (figure 45).

A l'occasion de l'éruption de 1902, les lahars et particulièrement celui du 5 mai 1902 aux dépôts colossaux (LACROIX A. 1904, appendice 6, § A6- 2.1.2, planche photographique A6-01), mais plus encore, les dépôts des nuées ardentes durant les trois ans d'éruption, ont considérablement modifié la topographie de la vallée de la Rivière Blanche et, de ce fait, son réseau hydrographique (figure 45 et 46 B).



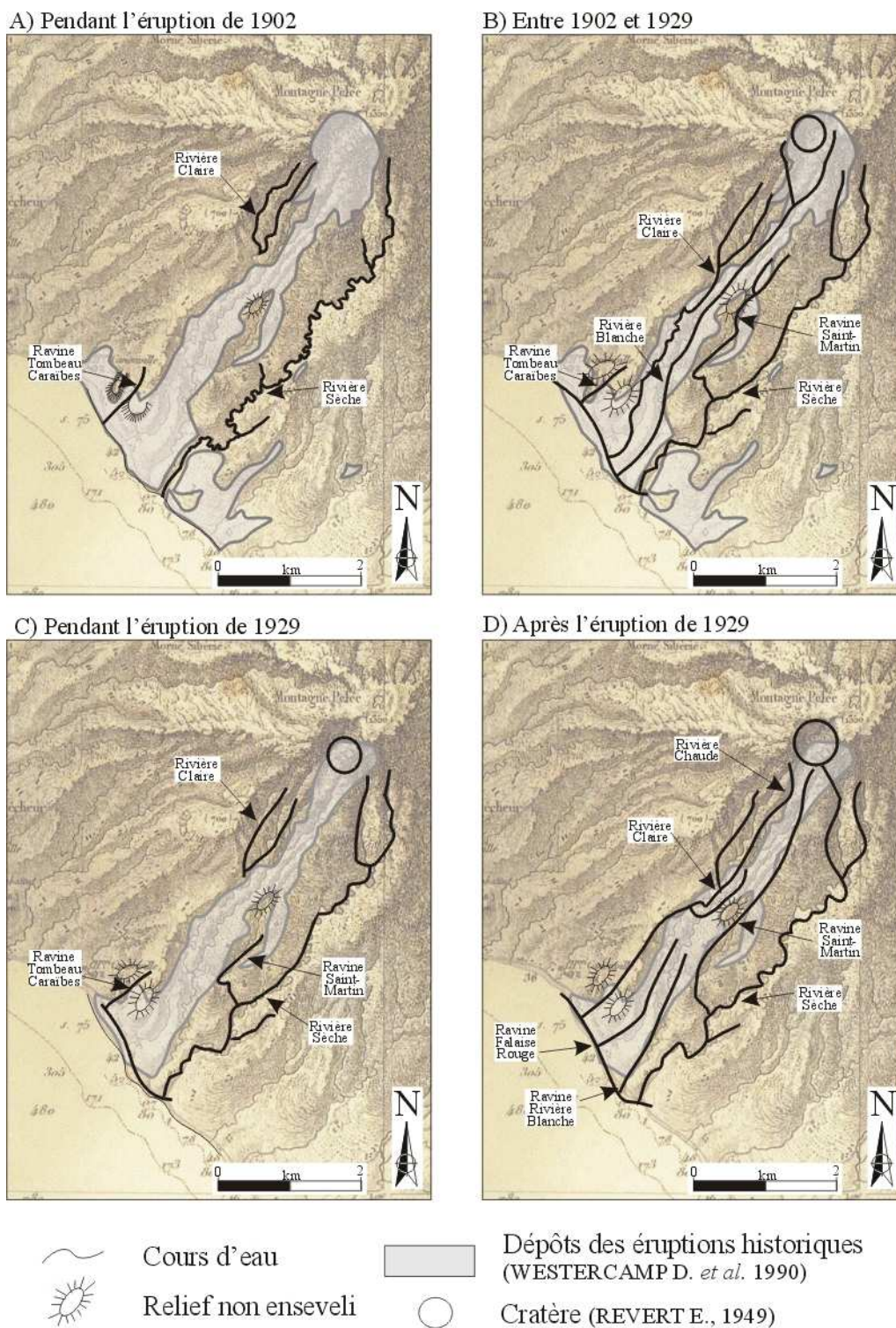
A l'occasion de l'éruption de 1929, les conséquences matérielles plus modestes et fort heureusement l'absence de victime humaine n'ont toutefois pas empêché aux dépôts des nuées ardentes de modifier à nouveau le réseau hydrographique (figure 46) et, de surcroît, d'inverser le relief de cette vallée. Cette vallée ennoyée sous les dépôts est devenue une paléo-vallée, appelée dorénavant la "Coulée de la Rivière Blanche". Le tracé du réseau hydrographique de cette vallée, entre 1905 et 1929, fut représenté par un croquis du géographe Eugène Revert (REVERT E., 1949, p. 80). Le croisement de ce dessin avec les descriptions d'époque sur les deux éruptions lues à travers notre regard hydro-volcano-géomorphologique (LACROIX A., 1904, 1908 et ses remarquables clichés ; CHRETIEN S. 1983, 2002; PERRET F.A., 1937; REVERT E., 1949), mais aussi les visites de terrain, nous ont permis de reconstituer l'histoire tourmentée du réseau hydrographique de la vallée de la Rivière Blanche, de 1902 à 1940 environ (appendice 5, § A5- 1.1, figure A5-01).

Figure 45. Le réseau hydrographique de la vallée de la Rivière Blanche avant 1902



En 1902, si les volumes de matériaux pyroclastiques ont été suffisants pour effacer du paysage le talweg de la Rivière Blanche, le cours principal a pu se reformer durant les vingt-cinq années d'érosion écoulées entre les deux éruptions. En revanche, en un délai si court, le réseau hydrographique n'a érodé qu'en partie les nouveaux matériaux, et la Rivière Blanche ne formait qu'un canyon d'une dizaine de mètres de profondeur (REVERT E., 1949) et non pas une grande vallée ouverte comme avant 1902.

Figure 46. Les modifications du réseau hydrographique par les éruptions historiques



Conception : LALUBIE G. (2007)

Fond de carte : MONNIER M. *et al.* (1831)

Source : REVERT E. (1949)

Ainsi, les dépôts de 1929, même s'ils ont été légèrement moins volumineux, ajoutés à ceux de 1902, ont fini par inverser irrémédiablement le relief, empêchant la Rivière Blanche de se reformer au centre de la Coulée de la Rivière Blanche.

La Rivière Claire et la Ravine Saint-Martin se sont substituées à la Rivière Blanche selon le cas 3, défini dans le § 4-3.2 (figure 39). De même, la haute vallée de la Rivière Blanche, totalement engloutie par le talus d'éboulis du dôme, est maintenant drainée par la Ravine Chaude (affluent de la Rivière Claire) et la Ravine Saint Martin (figure 46). Selon le même principe (les coulées pyroclastiques de 1929 empruntant la même orientation ont prolongé les incidences morphologiques engendrées en 1902) la Rivière Claire a été déportée en deux temps vers le nord pour établir son tracé actuel dans la Ravine Tombeau des Caraïbes (nommée de la sorte pour l'étude, appendice 5, § A5- 1.1). Il a fallu franchir un seuil pour que le réseau hydrographique soit irrémédiablement effacé, seuil que n'avait pas atteint l'éruption de 1902. Mais quand les nouveaux dépôts de 1929 ont-ils permis de franchir ce seuil, en début d'éruption ou plutôt en fin d'éruption ? Nous n'avons aucun indice pour répondre à cette question.

Certaines modifications radicales du tracé, comme la déviation de la basse vallée de la Rivière Claire ou le détournement de la Ravine Saint-Martin dans la Rivière Sèche (figure 46, appendice 5, § A5- 2.1.3.1, § A5- 2.2.3.2), semblent avoir été irréversibles dès l'éruption de 1902. Ces dépôts ont détourné les lignes de plus grande pente vers le bassin versant voisin qu'empruntaient les flux aqueux par déversement pour retrouver à nouveau un talweg. L'érosion engendrée par le ruissellement, mais également les dépôts pyroclastiques continuant à s'accumuler, ont travaillé de concert pour rendre ces déviations définitives.

Durant l'éruption de 1929, seuls des indices et quelques photographies d'époque (ROMERT M., 1936; REVERT E. 1949; PERRET F.A., 1937), nous permettent de déterminer la période la plus probable à partir de laquelle l'érosion fut plus efficace que les apports volcaniques. Par ces documents indirects, nous pouvons admettre qu'en 1930 les apports volcaniques étaient encore supérieurs aux processus de destruction. En 1932, la Rivière Claire était déjà formée. En 1933, la haute Ravine Saint-Martin et la haute Rivière Chaude étaient également formées sur le nouveau dôme et son talus. Nous prendrons l'hivernage de 1931 comme date du début de la formation du réseau hydrographique (appendice 5, § A5- 2.1), et non 1932 la date de la fin de l'éruption. Cette date de naissance servira pour les calculs de dynamique érosive à moyen terme (appendice 7, appendice 5, § A5- 2).

Cependant, des nuances peuvent être apportées selon les cours d'eau (figure 47). Tout d'abord, sur une photographie (PERRET F.A., 1937, p. 111), on remarque facilement que le transport de très gros blocs par les nuées ardentes, laisse des rainures en surface des dépôts (TAZIEFF H. *et al.* 1990). Elles sont surtout bien marquées sur le talus d'éboulis et dans la moitié amont de la Coulée de la Rivière Blanche. Il paraît fort probable que le ruissellement diffus ait pu emprunter préférentiellement ces points bas préexistants, lesquels, quand ils sont actifs et par une succession de déversement, de rainure en rainure, constituent l'origine du chevelu.

Les talwegs collecteurs principaux ont été plus ou moins rapides à se mettre en place (appendice 5, § A5- 2.1).

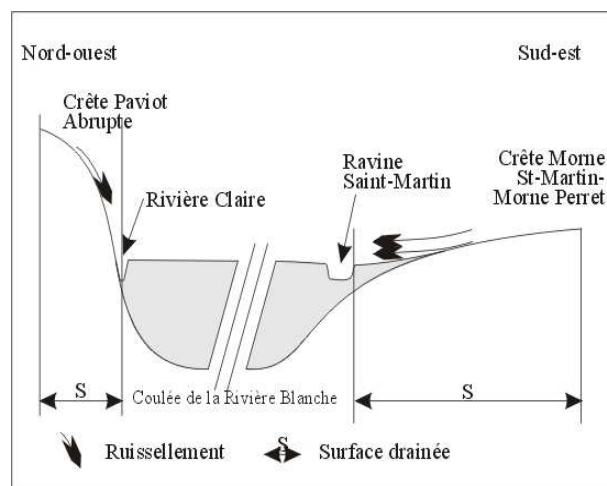
- Les premiers à s'inciser sont situés le long des versants qui ont canalisé les nuées ardentes (LACROIX A., 1904, photo. p. 412). Les processus de mise en place sont conditionnés par la topographie (figure 48).

Concernant la Rivière Claire, les eaux chargées, dévalant de l'abrupt de la Crête Paviot avec une force d'érosion considérable, produisaient une dépression au pied du versant, laquelle canalisait les eaux de ruissellement du sous-bassin versant amont de la haute Rivière Claire (appendice 5, § A5- 1.2.3.1). Pour la Ravine Saint-Martin, le relief canalisateur étant en pente douce, les dépôts pyroclastiques ont pu remonter légèrement, de façon à créer un contact flou entre les dépôts nouveaux et anciens, et un profil continu concave dont le talweg se situe au milieu des dépôts pyroclastiques historiques (figure 48).

La surface importante du versant drainé a également contribué à faciliter le ravinement et, par conséquent, l'impression du cours d'eau par son incision dans les dépôts neufs (figure 48).

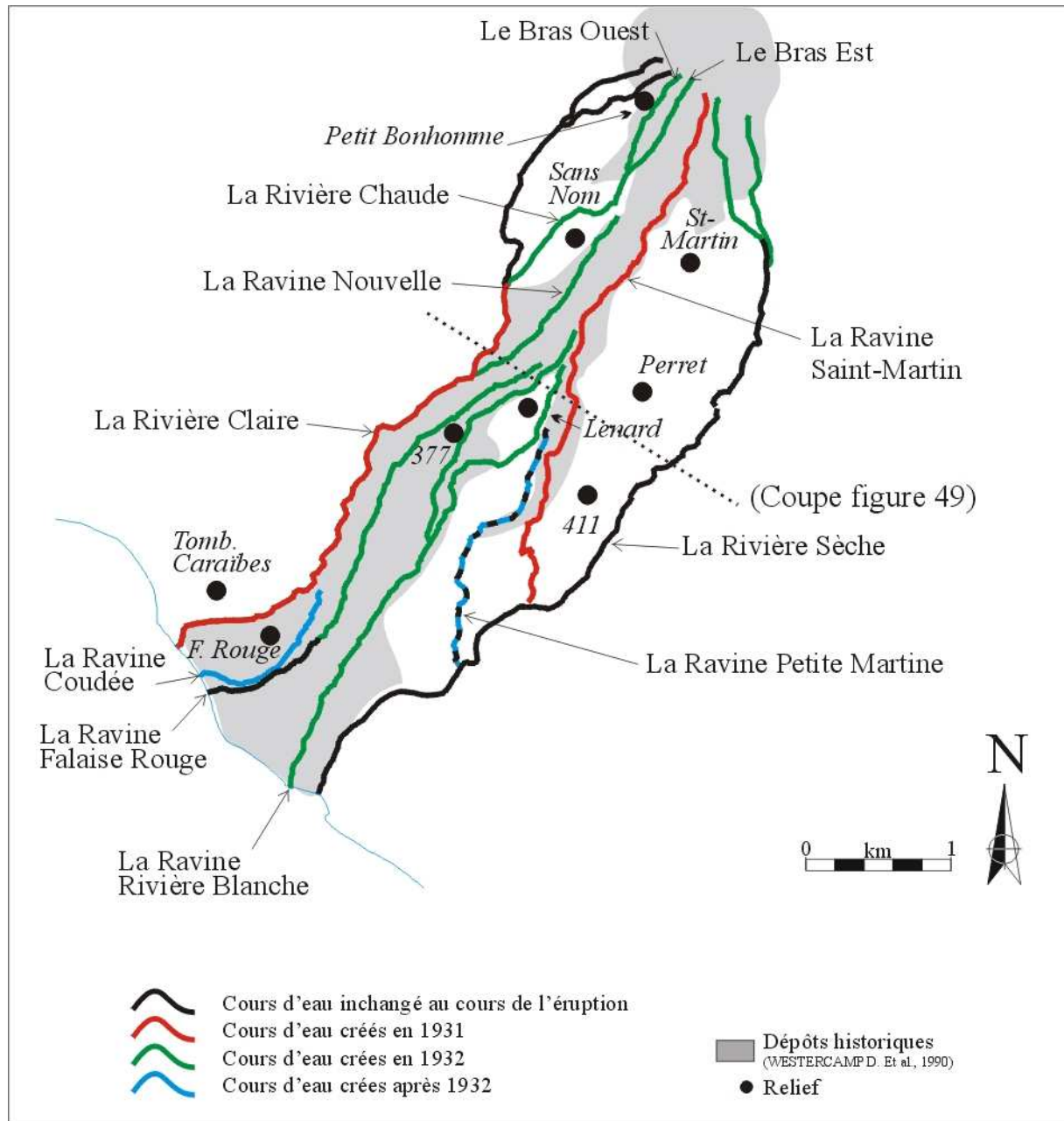
- Puis, dans un deuxième temps, les affluents se sont formés au pied des reliefs résiduels (figure 47) partiellement ennoyés par les dépôts volcaniques (Morne Sans Nom, Morne Lenard et Morne 377).

Figure 48. Rôle de la topographie du relief encaissant sur l'emplacement du réseau hydrographique naissant



Conception : LALUBIE G.

Figure 47. L'ordre d'apparition des cours d'eau dans la Coulée de la Rivière Blanche



Source : LALUBIE G. (2007)

- En troisième lieu, dans la partie aval, faute de précipitations importantes et de rainures laissées par le transport des blocs, les cours d'eau ne se sont formés que plus tardivement.

En comparant le tracé du réseau hydrographique d'avant 1902 et l'actuel (LALUBIE G., 2007, appendice 8, § A8- 6, figure A8-05), tout en modérant les propos en raison de l'imprécision de la carte, nous pouvons remarquer qu'il y a très peu de similitudes. Ces dernières, rares, peuvent être imputées au hasard, vue la densité de drainage élevée. Deux exceptions sont à noter :

- le cours moyen de la Rivière Claire, qui longe la Crête Paviot ;
- le cours inférieur de la Ravine Falaise Rouge, qui longe la Falaise Rouge.

Les récits d'époque soulignent également la mobilité des talwegs durant l'éruption (LACROIX A. 1904). Cette mobilité, non quantifiée par l'auteur, n'est peut-être que décamétrique, ce qui modifie grandement la vision des lieux, alors qu'elle n'est pas décelable sur la carte de REVERT E. (1949).

Cependant, les bassins versants semblent demeurer à peu près stables, dans leur forme allongée et dans leur emplacement, malgré des modifications considérables (dôme, talus, dépôts pyroclastiques convexes). Ce phénomène se constate spectaculairement sur le dôme de 1929 pour la Rivière Chaude et dans les dépôts pour la basse vallée de la Ravine Falaise Rouge, la Ravine Rivière Blanche et le cours moyen (et peut-être supérieur) de la Ravine Saint-Martin. Plusieurs explications peuvent être données à ce phénomène rappelant une isoclinie naturelle :

- la persistance des reliefs préexistants, incomplètement ennoyés par les dépôts pyroclastiques, collectant les eaux pluviales dans les mêmes directions qu'avant les éruptions. L'érosion torrentielle, continue au cours de l'éruption en évacuant une partie des nouveaux matériaux vers la mer, pourrait également maintenir la forme du bassin versant et ainsi grossièrement le tracé hydrographique ;

- la similitude des facteurs de contrôle (nature des matériaux, pentes des versants, conditions bioclimatiques) lors de la création du réseau après les éruptions, ce qui impliquerait une densité de drainage similaire et la création d'un réseau hydrographique ressemblant à celui enseveli ;

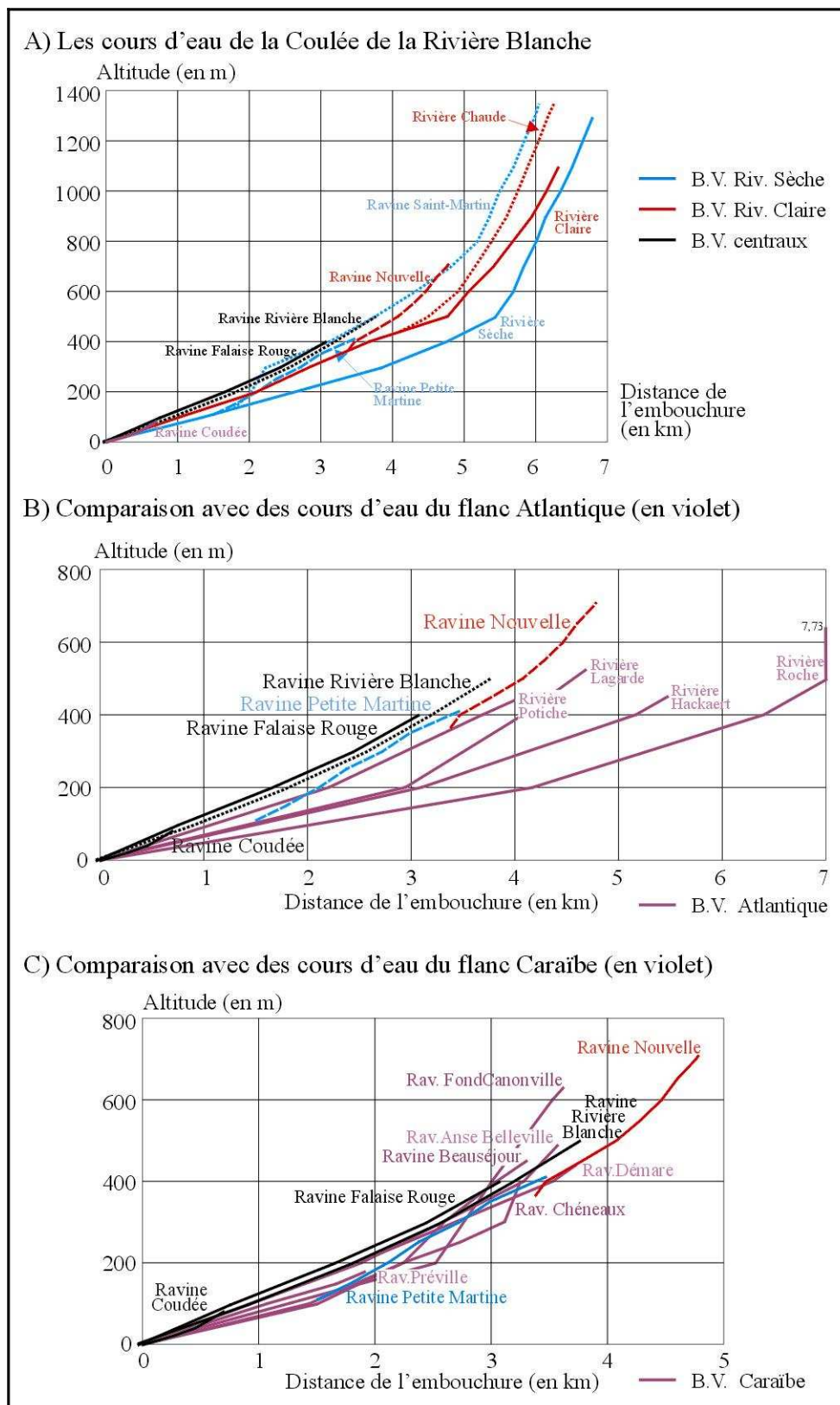
- l'existence d'écoulements souterrains importants, canalisés par le paléosol peu perméable de la vallée comblée, lesquels fragiliseraient le soubassement des dépôts et favoriseraient le tassement de la surface, favorable à nouveau à la concentration des eaux de surfaces. Cette hypothèse reste peu crédible si l'épaisseur des matériaux dépasse plusieurs dizaines de mètres, comme au centre de la coulée de la Rivière Blanche.

Ce nouveau réseau hydrographique, âgé de près de 80 ans (donc très jeune), fait partie des quelques exemples étudiés sur la Planète (St-Helens, Pinatubo, Merapi, Unzen, El Chichon...). Il ressort de l'analyse morphologique (appendice 5, A5- 2.3) que ces nouveaux cours d'eau sont très rectilignes et peu ramifiés. L'absence de crête en guise d'interfluve implique que les cours d'eau peuvent être très rapprochés entre eux et des bassins versants étroits. Conformément aux attentes, les cours d'eau ayant reçu des dépôts volcaniques volumineux, les profils longitudinaux du nouveau réseau sont toujours à une altitude supérieure aux autres cours d'eau de taille similaire du flanc Atlantique et Caraïbe (en violet, figure 49 B et C). Seul le profil de la Ravine Petite Martine se situe en dessous des ravines du nord du flanc Caraïbe (figure 49 C). En dessous de 600 m d'altitude, le profil longitudinal de ces nouveaux cours d'eau est quasiment rectiligne, avec une pente de 12 à 15 %, à l'image des dépôts historiques. Sans ambiguïté, les cours d'eau ne font qu'amorcer leur incision dans les dépôts et n'ont pas encore acquis un profil en long quelque peu concave, à l'image des autres cours d'eau.

Le profil transversal de ces jeunes cours d'eau, à différentes altitudes, est légèrement différent de ceux du flanc Caraïbe (figure 50, en comparaison avec la figure 41). Le manque de cohérence des dépôts volcaniques historiques engendre l'instabilité des berges et la formation d'un talus d'éboulis sur les deux tiers de la hauteur des escarpements. A l'image des dépôts pyroclastiques, les talus sont constitués de blocs instables d'une granulométrie très étendue, dans une matrice cendro-sableuse friable (plus abondante vers l'aval). Des arbres et des buissons à croissance rapide, capables de supporter des déficits hydriques sévères, se développent sur ces talus d'éboulis, en raison de l'absence d'écoulement en dehors des crues remarquables à exceptionnelles. Ainsi, les très gros blocs et la végétation contribuent à la stabilisation des talus d'éboulis et limitent son érosion lors d'écoulements modérés. Cependant ils peuvent être mobilisés lors des crues exceptionnelles (Cindy, août 1993).

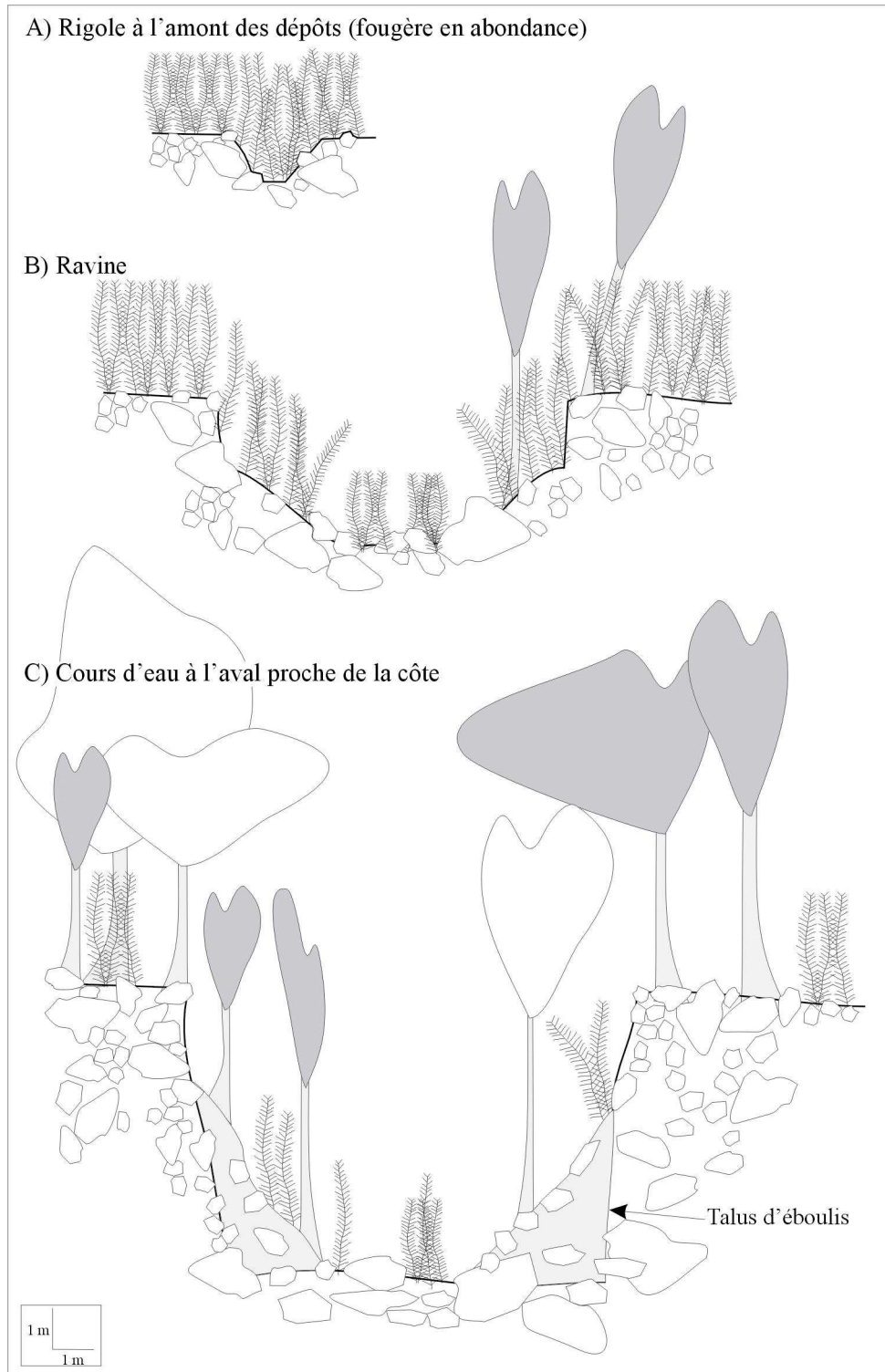
Les jeunes cours d'eau prenant naissance sur les dépôts volcaniques historiques sont donc en théorie en voie d'incision pour atteindre un profil longitudinal plus concave, mais également en voie d'élargissement par des processus de sapement ou gravitaires pour faire transiter les crues exceptionnelles.

Figure 49. Les profils longitudinaux des cours d'eau de la coulée de la Rivière Blanche



Conception : LALUBIE G.
 Source : Appendice 2 et 5

Figure 50. Profils transversaux des cours d'eau de la coulée de la Rivière Blanche



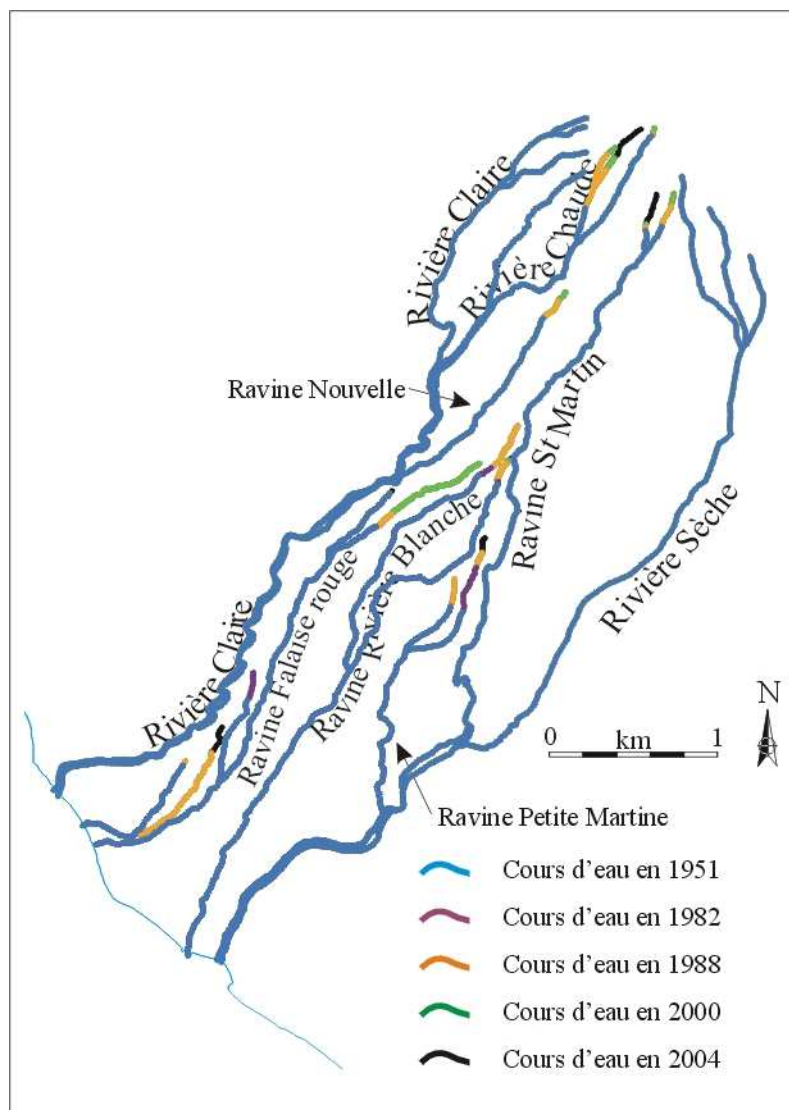
Conception : LALUBIE G.

5.2.3. La croissance du nouveau réseau hydrographique ou la renaissance du catastrophisme : le concept de la Crue Record

Une fois le réseau en place, les sections des cours d'eau se sont accrues aussi bien en profondeur qu'en largeur. On peut également constater l'allongement quasi-généralisé du réseau par érosion régressive (figure 51, tableau 8) : le commencement des cours d'eau s'approchant progressivement de la limite de leur bassin versant sur l'ensemble de la période d'observation (appendice 8, § A8- 6, figure A8-05).

Le recul des collecteurs principaux est très hétérogène au fil du temps, dans l'espace et en terme de dynamique annuelle, mais l'étude diachronique des photographies aériennes ne suffit pas pour comprendre les mécanismes d'activation de l'érosion régressive. Dans un futur proche de quelques décennies, une marge de progression est encore possible dans la mise en place du chevelu. Cependant, à terme, ce dernier évoluera par capture du drain le plus actif, lequel en s'élargissant et en s'incisant fera diminuer la densité de drainage et se transformera progressivement en un petit affluent bien marqué (DERRUAU M., 1958). Il est ainsi encore impossible de déterminer la structure définitive du réseau hydrographique au sein de la Coulée de la Rivière blanche. En revanche, sur le dôme (figure 52), si la progression reste constante, d'environ 10 m.an^{-1} (appendice 7, § A7- 2.2.2), l'escarpement du mouvement de terrain de la Rivière Chaude et son réseau hydrographique atteindront le sommet, situé 200 m en amont, aux alentours de l'an 2030. Cependant, cette date dépend aussi du nombre de pluies exceptionnelles, mais également du ralentissement (non quantifié) de l'activité érosive en s'approchant du sommet suite à l'appauvrissement du ruissellement, ou encore à la variabilité de la dureté de la roche. On peut tout de même présumer de l'évolution du réseau hydrographique, avec la capture de l'intégralité de l'amont du Bras Est, par le Bras Ouest, qui est aujourd'hui bien plus profond (figure 52, appendice 7, § A7- 2.2.1). De même, il est très probable que la seconde instabilité, apparue en 2000 dans le mouvement de terrain sommital de la Ravine Saint-Martin (appendice 7, § A7- 2.3.1), suive une progression similaire à celle de la Rivière Chaude.

Figure 51. Recul des bras principaux des cours d'eau de la Coulée de la Rivière Blanche



Source : LALUBIE G. (2007)

Tableau 08. Synthèse du recul par érosion régressive (en mètre) des cours d'eau principaux

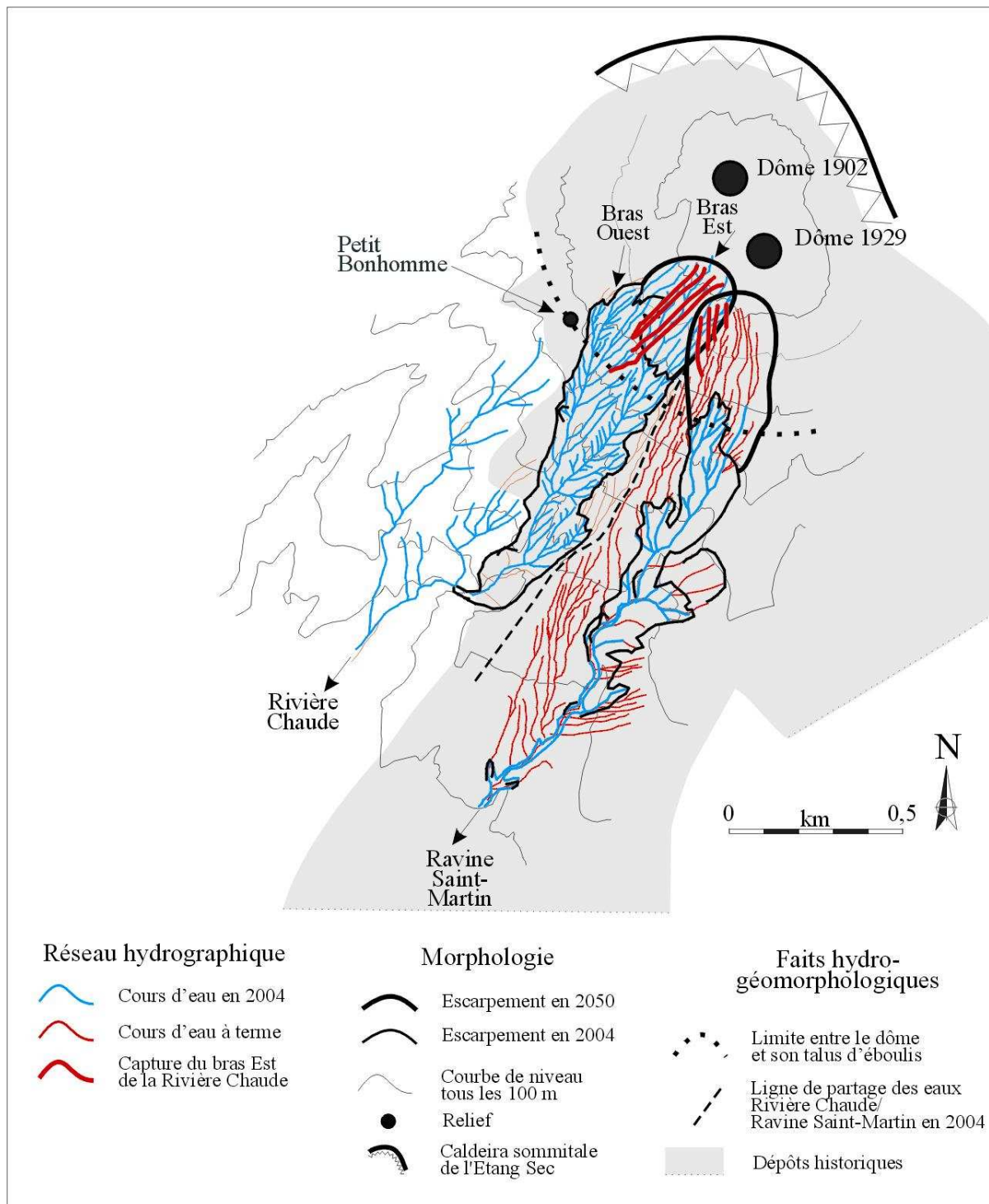
Bras principaux	1951-1982	1982-1988	1988-2000	2000-2004
Rav. Coudée: 1 ^{er} Bras	4	28 (5)		
Rav. Coudée: 2 nd Bras		181 (30) +156 (26)		180 (45)
Rav. Fal. Rouge: 1 ^{er} Affluent	179 (6)			
Rav. Fal. Rouge: Bras Ouest				21 (5)
Rav. Fal. Rouge: Bras Est		133 (22)	656 (55)	
Rav. Riv. Blanche: Bras Ouest	91 (3)	316 (53)		
Rav. Riv. Blanche: Bras Est	16 (0,5)	130 (22)	30 (2)	15 (4)
Rav. Petite Martine: Bras Ouest		166 (28)		
Rav. Petite Martine: Bras Est	305 (10)	101 (17)		98 (24)
Rav. Nouvelle		147 (24)	71 (6)	

Entre parenthèses: dynamique annuelle (m.an⁻¹).

Deux valeurs: capture d'un bras avec la longueur du bras capturé exclue.

Source : LALUBIE G. (2007)

Figure 52. L'évolution probable des escarpements et du réseau hydrographique sur le dôme de 1929, durant les quarante prochaines années



Source : LALUBIE G. (2007)

Ainsi, l'escarpement atteindrait le sommet vers les années 2050. Ce mouvement de terrain, présentant une activité soutenue et s'incisant rapidement, devrait capturer certaines ravines amont du Bras Est du bassin versant de la Rivière chaude (figure 52). L'amont du Bras Est devrait donc subir une double capture, limitant d'autant sa capacité érosive sur le dôme. Cependant, les variations de la surface drainée resteraient minimales à l'échelle du bassin versant et ne modifieraient les écoulements que de manière imperceptible à l'exutoire de la Rivière Claire et de la Rivière Sèche.

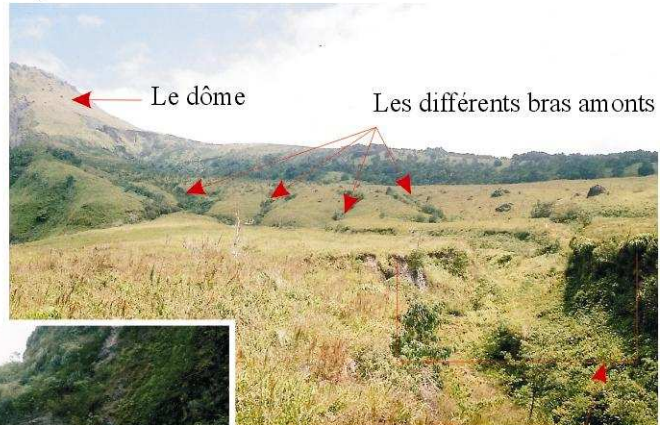
5.2.3.1. Comment s'effectue la croissance de la section des cours d'eau en formation ? Par les crues record

Il est habituellement convenu que les crues non débordantes, dites "de plein bords", sont les plus morphogènes (Agence de l'eau, 1999; SCHUMM S.A., 2005). Cependant, comme pour les torrents de montagne (TRICART J., 1974), et bien d'autres types de cours d'eau comme les oueds, les rivières méditerranéennes, les arroyos..., les crues exceptionnelles restent des agents morphogènes majeurs (BOUROUBA M., 1998; VINET F., 2003; SCHUMM S.A., 1957). Dans la Coulée de la Rivière Blanche, en grossissant l'échelle d'observation, et en suivant l'évolution naturelle du réseau hydrographique au niveau événementiel, nous ne rencontrons pas ce phénomène...

Sur les photographies aériennes (faute d'imagerie radar), en raison de la végétation et des ombres portées, il est difficile d'être 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 est préférable que celui-ci soit assez large, mais pas trop encaissé et sans que la végétation soit pas trop abondante. Ces conditions sont réunies pour les quelques derniers hectomètres de la Ravine Nouvelle (nom donné pour l'étude, figure 47 ou 51) où nous avons pu suivre son évolution depuis 1951. Celle-ci (planche photographique 07) est un affluent amont important de la Rivière Claire. Comme tous les petits cours d'eau de la Coulée de la Rivière Blanche, il est à sec toute l'année. Les écoulements ont lieu durant les précipitations exceptionnelles, ou des phénomènes pluvieux éventuellement moindres (d'intensité remarquable) si les sols sont déjà gorgés d'eau.

Planche photographique 07. La Ravine Nouvelle

A) Le bassin versant de la Ravine Nouvelle



B) Le lit de la Ravine Nouvelle avant la confluence



Le lit de la Ravine Nouvelle au dernier méandre

C) Confluence de la Ravine Nouvelle avec la Rivière Claire

Dépôts historiques

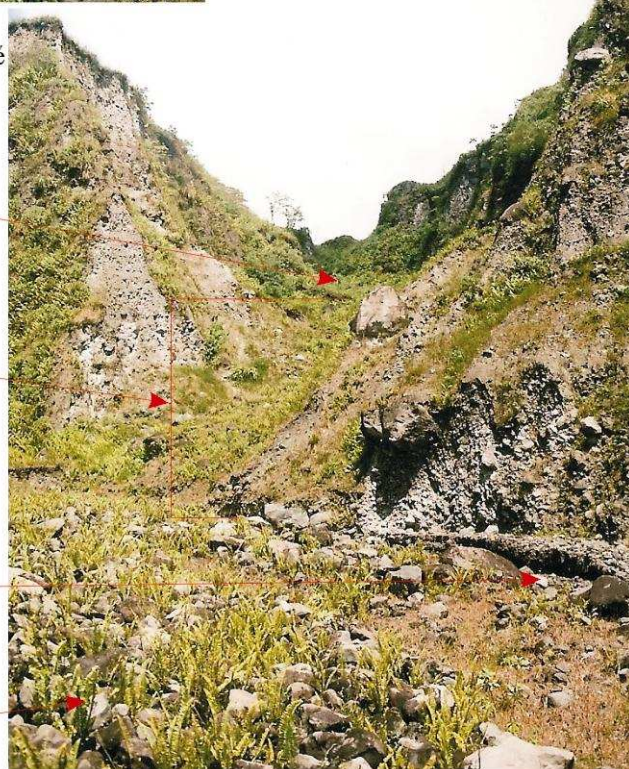
Lit végétalisé

La Ravine Nouvelle

Différence d'enfoncement
des deux cours d'eau:
environ 20 m

Lit mouillé
de la Rivière Claire

Dépôt de lahars
antérieurs



Photographies: LALUBIE G. (2007)

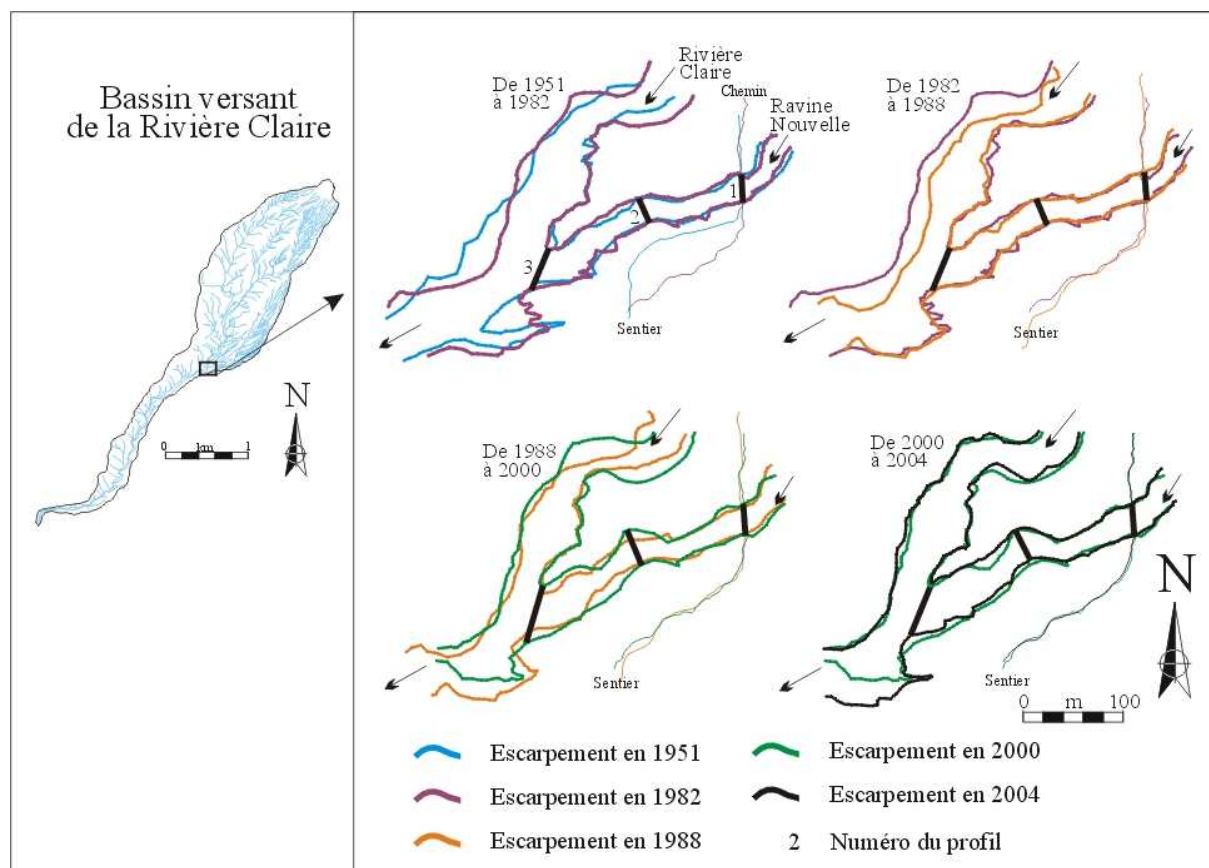
Remarque : C'est sur cet exemple précis que nous avons commencé à nous intéresser aux modifications des cours d'eau sur la Montagne Pelée. Quelques mois après le passage du cyclone Cindy, en compagnie de M. George ADELE hydrologue à l'IRD en 1994, nous nous rendions dans la Coulée de la Rivière Blanche relever un pluviomètre dit "d'altitude" (qui a été abandonné depuis...!). Au passage de la Ravine Nouvelle, M. Adèle qui connaissait parfaitement les lieux, nous fit remarquer que la ravine s'était extrêmement élargie et enfoncée, à tel point qu'elle n'avait plus rien à voir avec le cours d'eau qu'il avait l'habitude de traverser auparavant. Ce fut la première observation réalisée pour ce travail : le premier catalyseur qui en sera à l'origine.

Pour quantifier ces premières observations visuelles de modifications morphologiques durant Cindy, nous avons mesuré la largeur du cours d'eau lors des cinq campagnes de photographies aériennes. Pour rendre compte de l'élargissement du cours d'eau, nous avons mesuré la distance entre les arêtes des escarpements bordant le cours d'eau. La difficulté provenait de l'emplacement des mesures pour une bonne reproductibilité au fil des différentes campagnes. Nous avons donc mesuré trois largeurs, sur les deux cents derniers mètres du cours d'eau, à des endroits remarquables sur tous les clichés (figure 53) :

- à l'intersection avec le sentier de randonnée pour accéder aux sources chaudes ;
- au milieu du dernier méandre avant la confluence (110 m en aval) ;
- au débouché dans la rivière Claire (230 m en aval du chemin).

Les tracés des escarpements ne se superposent pas exactement malgré un géoréférencement calé sur une toute petite surface. Cela montre l'importance de la visibilité des photographies (végétation, ombre, angle de prise de vue...) et la marge d'erreur de quelques mètres à laquelle on peut s'attendre (tableau 09). Les distances de 1951 à 1988 sont à l'intérieur d'une marge d'erreur d'environ deux mètres. Puis les chiffres passent à des valeurs plus élevées à partir de l'an 2000. Les escarpements s'élargissent au niveau du chemin d'environ 5 m. Plus en aval, au méandre, ils s'écartent de 10 m. Enfin la largeur de la confluence a progressé d'un tiers passant d'environ 40 m à 60 m. Nous n'avons malheureusement pas les valeurs de l'approfondissement du cours d'eau, faute d'une donnée initiale avant l'événement. Nous sommes donc dans l'incapacité de calculer des volumes de matériaux mobilisés pour ce tronçon étudié. La reconstitution de M.N.T. diachronique de la Coulée de la Rivière Blanche serait dans cet exemple indispensable.

Figure 53. Suivi de la largeur de la Ravine Nouvelle depuis 1951, à sa confluence avec la Rivière Claire



Source : LALUBIE G. (2007)

Tableau 09. Distance (m) séparant les sommets des escarpements bordant la Ravine Nouvelle

Année	1. Le chemin	2. Le méandre	3. La confluence
1951	26,1	25,6	38,1
1982	27,9	23,6	39,6
1988	27,5	26,1	37,2
2000	30,7	36,4	60,1
2004	32,9	32,3	56,7
2007	33,0 (topofil)		

Source : LALUBIE G. (2007)

C'est donc entre 1988 et 2000 que le cours d'eau s'est élargi. La tempête tropicale Cindy, le 14 août 1993, correspond à cette période, et peut expliquer cette modification morphologique spontanée. Il est par ailleurs important de remarquer que les valeurs sont restées stables de 1951 à 1988 et de 2000 à 2004. Cela signifie que les crues courantes ayant eu lieu entre 1951 et 1993, puis entre 2000 et 2004, n'ont pas eu d'impact morphologique notable sur la largeur du cours d'eau. Pourtant sept crues remarquables à exceptionnelles ont été recensées durant cette période (tableau 10), lesquelles ont provoqué des débordements, des dégâts et la coupure de la RD 10 (SAFFACHE P., 1998a; SAFFACHE P. *et al.*, 2002).

Tableau 10. Les crues remarquables et exceptionnelles de 1951 à 1993, concernant le flanc Caraïbe du massif de la Montagne Pelée

Date de l'événement	Type de phénomène	Nom du phénomène
26 septembre 1963	Cyclone	Edith
8 septembre 1967	Tempête tropicale	Beulah
20 août 1970	Cyclone	Dorothy
8 décembre 1976	Z.I.C.	
21 août 1977	2 ondes tropicales	
5 août 1980	Cyclone	Allen
5 novembre 1984	Tempête tropicale	Klaus
4 octobre 1990	Tempête tropicale	Klaus
14 août 1993	Tempête tropicale	Cindy
13 septembre 1993	Onde tropicale	

Conception : LALUBIE G. (2007)
 Source : SAFFACHE P. (1998a, 2002)

Ainsi, seule une unique crue a réellement engendré cette modification morphologique. Les crues, que nous appelons remarquables ou les crues exceptionnelles (engendrant des dégâts), ne sont morphogéniques que de manière insignifiante pour ces cours d'eau en formation. Qu'est-ce qui différencie cette crue si morphogène, aux autres crues débordantes? Par le fait que le réseau hydrographique soit âgé de moins de 80 ans et qu'il est en phase de croissance, on peut émettre l'hypothèse qu'il aura certainement fallu que la crue ait été la plus importante que le cours d'eau n'ait jamais subi durant sa courte histoire - et Cindy a du remplir cette condition (150 mm.h^{-1}) - pour que les berges s'écartent et que la section du lit augmente. Cette crue, la plus volumineuse en débit de pointe, soit la **crue record**, en transitant dans le cours d'eau, calibre la section des lits du réseau en formation.

Cette même crue record transporte également tous les matériaux solides arrachés aux berges. Cette étude de cas est donc très importante pour la compréhension de la croissance du réseau hydrographique.

5.2.3.2. Que s'est-il passé pendant une crue record ?

Ces écoulements surdimensionnés par rapport à la taille du lit ont débordé, mais surtout ont redimensionné toute la section du lit.

Les écoulements de crue ont ainsi raboté les berges et érodé le fond du lit pour accroître la capacité de transfert des cours d'eau. Sans commune mesure, cette crue a donc transporté bien plus de matériaux solides que les autres crues précédentes qui ne modifiaient que de façon insignifiante la section des lits. Si nous venons d'observer que seule la crue record est responsable de l'élargissement du lit, nous ne savons pas si elle est la seule responsable de l'enfoncement du lit ou, si les crues courantes contribuent également à l'incision progressive du lit. Nos observations nous pousseraient à prétendre que l'enfoncement du lit par les crues courantes est effectif mais dans des amplitudes totalement insignifiantes dans le profil transversal du lit, comparées aux bouleversements occasionnés par la crue record. Faute de témoignage, nous ne savons pas quel type d'écoulement torrentiel il s'agissait pendant la pointe de crue. Il est fort probable que les écoulements étaient hyperconcentrés, avec une probabilité d'atteindre des concentrations en solides suffisantes (> à 60 % en volume, LAVIGNE F. *et al.*, 2000) pour former un lahar non éruptif pendant le calibrage du lit, notamment pendant la montée des eaux pour les hauteurs d'eau comprises entre le débit de pointe de la précédente crue record et le pic de crue de la nouvelle crue record.

Il est probable, qu'en plus du ruissellement pluvial en nappe, les écoulements de la crue record aient débordé pendant la période durant laquelle le débit de pointe record était supérieur aux capacités de transfert des cours d'eau. Les écoulements débordants ont pu divaguer, peut-être sous forme d'un ruissellement plus ou moins en nappe généralisée ou en filets anastomosés, probablement de plusieurs décimètres en suivant la pente du plateau. En aval, quand les pentes s'adoucissent quelque peu, ce ruissellement diffus a pu à nouveau se concentrer et inciser éventuellement des lits parallèles, et se charger encore davantage en matériaux grossiers. Rappelons d'ailleurs que durant cet épisode à l'intérieur de la Coulée de la Rivière Blanche, les ponts et deux tronçons de plusieurs centaines de mètres de longueur de l'unique route départementale n°10, ont été détruits. Les destructions ont été pratiquement totales.

Cindy est maintenant la nouvelle crue record et elle fait suite à de nombreuses autres ayant conduit à la section que nous avons en 1951. Actuellement, les lits seraient donc calibrés pour une crue de récurrence estimée à 100 ans. En théorie, maintenant que les lits sont calibrés pour un tel événement, il n'est pas certain qu'une crue de la même ampleur, soit aussi morphogène et si dévastatrice. Cela dépend essentiellement d'une inconnue. En effet, nous ne savons pas si la crue de Cindy a eu le temps de calibrer en totalité les lits, ou bien, s'ils sont encore sous dimensionnés par rapport à ce pic de crue. Si les lits ont été suffisamment calibrés, les effets morphologiques seront moins importants pour une crue équivalente à Cindy. A l'inverse, si le calibrage n'a pas été complet pendant la dernière crue record, pour un phénomène équivalent les écoulements risquent de déborder à nouveau, mais il reste probable qu'ils soient tout de même moins concentrés en matériaux, en relation avec un calibrage de plus faible envergure.

Ce sera donc une crue encore supérieure à Cindy, en débit maximal, qui sera morphogène et par conséquent très chargée en matériaux, provoquant à nouveau des écoulements hyperconcentrés ou lahariques dévastateurs. Cet aléa sera d'autant plus menaçant que l'intensité de la nouvelle crue record sera éloignée du précédent record.

5.2.3.3. Discussion sur le concept de "crue record"

Nous venons de voir, en réalisant l'étude diachronique des derniers hectomètres de la Ravine Nouvelle, que seule la crue la plus importante que le cours d'eau n'ait jamais connue possède une action morphologique radicale sur la section du lit. Nous avons appelé cette notion hydro-géomorphologique, le concept de la **crue record**.

Le concept de la crue record concerne les cours d'eau en formation, dont les bassins versants drainent exclusivement les étendues de dépôts pyroclastiques d'éruptions récentes, sur les volcans explosifs en zone de subduction. Les zones de subduction se rencontrent tout autour de la planète avec notamment la ceinture de feu du Pacifique, l'arc des Petites Antilles, l'arc des Îles de la Sonde (Indonésie), celui des Îles Sandwich en Atlantique sud et de la Mer Egée (Méditerranée orientale). Toutefois, son principe semble valable pour tous cours d'eau en formation sur des dépôts chaotiques non cohérents (lahars, moraines, badland...).

Deux remarques s'imposent :

- les cours d'eau s'écoulant au pied d'anciens versants, non ensevelis qui ont canalisé les coulées pyroclastiques, ne répondent pas à ce concept, car l'influence de leur ruissellement est un paramètre variable, selon leur longueur, leur pente et l'existence

éventuelle d'un sous bassin versant résiduel à l'amont, de type haute Rivière Claire sur la Pelée ;

- le terme d'éruption récente signifie, d'un point de vue géomorphologique, qu'elle est toujours l'ingrédient le plus efficient sur la dynamique torrentielle. Pour transposer et comparer ce concept sur d'autres volcans, la crue record ne pouvant être quantifiée que par des mesures de précipitations faute de mesure débimétrique (les cours d'eau sur des dépôts non cohérents sont très difficilement équipés en limnimètre), nous serons donc obligés de choisir des sites dont nous pourrions suivre, même grossièrement, les relevés météorologiques depuis la mise en place des dépôts.

Une crue record est la crue la plus importante que le cours d'eau n'ait jamais subi jusqu'à présent, en ce qui concerne le débit de pointe (Q_{\max} en $m^3.s^{-1}$). En règle générale, selon les probabilités, la crue record sera d'autant plus importante que l'histoire du cours d'eau sera longue. Juste après l'éruption, il suffira d'une pluie d'intensité modérée pour atteindre déjà la crue record. Puis, ce record sera battu plus tard par une pluie remarquable. Plus tard encore, ce second record sera dépassé par des précipitations exceptionnelles et ainsi de suite avec des précipitations de récurrence de plus en plus élevée. Cela signifie que les crues record seront de moins en moins fréquentes, à mesure que l'on s'éloigne dans le temps de l'éruption. En théorie, cela induit que le concept ne s'applique plus au réseau hydrographique quand les durées de retour des crues record deviennent si grandes que, pendant la période d'attente, l'ensemble des processus d'érosion à l'échelle élémentaire (éboulisation des escarpements, charriage par les crues modestes, pertes des MES en mer, altération...) ont sur la durée une action morphogène supérieure à l'événement record. De ce fait, il est intéressant de constater que, dans la morphogenèse du réseau hydrographique, nous sommes situés, dans ce cas, typiquement dans une **zone de basculement d'échelle temporelle** hydro-géomorphologique. De phénomènes instantanés agissant sur le moyen terme (les crues record), le façonnement du cours d'eau devient contrôlé par l'addition de petits processus élémentaires sur une échelle de temps géologique. Nous parlons de zone de basculement et non de seuil car le basculement d'échelle dépend des conditions bioclimatiques et lithologiques, elles-mêmes très variables. Les cours d'eau en formation sont ainsi d'excellents supports pour étudier un basculement d'échelle ; problématique ô combien importante en géomorphologie.

Deux remarques s'imposent à nouveau :

- il est tout à fait probable que des précipitations rarement égalées puissent intervenir quelques mois après l'éruption et que cette crue record ne soit plus jamais atteinte par la suite ;

- les modes de formation des crues diffèrent selon le type de climat où se situe le volcan. Il est pour cela difficile de donner une valeur universelle de pluie pour comparer les

crues. Il faudra donc distinguer les précipitations des climats tropicaux, tempérés, glaciaires ou désertiques (Andes) et essayer de les ajuster par pondération pour donner des données comparables.

La crue record, quelle que soit son intensité, afin de pouvoir transiter dans le cours d'eau, a pour conséquence de redimensionner, en augmentant, la section du lit. Elle va élargir les berges et très probablement approfondir le lit (nous n'avons qu'un témoignage visuel pour l'affirmer). Ainsi, les dépôts pyroclastiques mobilisés par la chute des berges et l'érosion du fond du lit apportent les matériaux solides en volume suffisant pour provoquer des écoulements torrentiels très concentrés. Les transports solides seront d'autant plus importants que la nouvelle crue record dépasse le seuil inscrit par la précédente. Ainsi, selon le niveau du dépassement par rapport à l'ancienne crue record, mais également selon la texture des matériaux pyroclastiques mobilisés et notamment la proportion de particules fines, les écoulements torrentiels de la crue record pourront avoir des caractéristiques hydrologiques et rhéologiques bien différentes.

Deux remarques sont encore à noter :

- il est possible qu'une crue record ayant un pic de crue très étroit ne redimensionne pas complètement le lit, et qu'une crue ultérieure un peu moins importante (mais tout de même supérieure à l'ancien record) puisse continuer d'augmenter la section du lit et donc engendrer encore des transports solides importants ;

- des différences sémantiques peuvent intervenir selon la concentration et la nature des matériaux au sein des écoulements de lahars. N'ayant jamais observé d'écoulement de crue record, nous ne pouvons pas nous déterminer précisément sur la nature des écoulements de crues. Sont-ils très chargés, hyperconcentrés ou forment-ils des coulées de débris monophasiques ? Il est en revanche fort probable que les écoulements d'une crue record soient surtout différenciables des écoulements de crues exceptionnelles par une concentration en matériaux accrue, mais également une divagation plus marquée.

Ainsi, la crue record, quelle que soit son intensité, est toujours la plus dévastatrice et les aléas sont démultipliés :

- les débordements des écoulements liquides par dessus les berges et donc un ruissellement plus ou moins concentré, en filets anastomosés, avec la possibilité de former de nouveaux lits de tailles modestes sur les plateaux en pente douce ;

- l'élargissement du cours d'eau, en relation avec l'ampleur du dépassement de l'ancien record, génère un recul des berges aux conséquences dramatiques lorsque leur proximité est anthropisée ;

- les transports solides très importants aux capacités érosives accrues et rendant les flux plus agressifs envers les ouvrages d'art de protection et de franchissement.

- les atterrissements peuvent être importants lorsque la pente du cours d'eau diminue et ainsi favorisent la divagation des écoulements torrentiels, par la formation de nouveaux lits secondaires proche de la côte.

Si la crue record donne les mensurations du lit du cours d'eau en formation, cela implique qu'une crue similaire avec un pic de crue équivalent n'a pas le même pouvoir d'érosion, ni le même besoin de transport de matériaux. En effet, le lit étant plus large que pour la première crue, les hauteurs d'eau de la deuxième crue sont automatiquement plus faibles. Ce raisonnement s'applique bien évidemment pour des crues plus faibles que la crue record. Ainsi, si une crue d'une certaine intensité a pu provoquer des dégâts (car elle fut à son époque une crue record), la même intensité de crue pourra ne pas déborder si le record a été rehaussé entre temps. Il s'agit bien du record franchi qui engendre ces nombreux et intenses aléas.

Ce concept de crue record ne doit pas rappeler les plus basses théories des sectes créationnistes concernant le catastrophisme. La crue record, événement renouvelable, reste cependant une franche discontinuité dans la continuité des processus. Il est alors plaisant de parler de phénomènes "événementiels" (BABIN C., 2007), avec la géomorphologie dynamique pour thème et la crue record représentant l'événement.

La conjonction de phénomènes volcaniques et météorologiques : les exemples

Si les phénomènes cycloniques et les éruptions jouent un rôle majeur dans la dynamique torrentielle, la conjonction de phénomènes volcaniques et météorologiques, générant de fait des crues record sur les nouveaux dépôts, permet d'atteindre des paroxysmes hydro-volcano-géomorphologiques. La survenue de phénomènes cycloniques quelques jours après un paroxysme éruptif n'est pas improbable. Le plus bel exemple fut le typhon Yunya le 14/06/1991 durant l'éruption du Mont Pinatubo. Sur les versants, les matériaux neufs, chauds, non cohérents et sans aucune végétation sont très largement exposés à l'érosion linéaire et en masse. Les modifications morphologiques non stabilisées favorisent également d'autant les processus d'érosion, dans une action morphodynamique positive afin de retrouver des profils de pente plus équilibrés. Les infiltrations d'eau dans les dépôts brûlants génèrent de surcroît des explosions phréatiques secondaires (LACROIX A., 1904) remobilisant des volumes de matériaux suffisants pour produire des impacts morphologiques importants (DAAG S.A., 2003). Les eaux sont également très concentrées en matériaux fins dès le ruissellement diffus sur les versants (LACROIX A. 1904). Quand elles se concentrent, les eaux ont une compétence suffisante pour charrier les galets et les blocs et ainsi former des lahars volumineux qui se propagent dans tout le réseau hydrographique ; des plus petits affluents, au collecteur principal. Ces lahars exceptionnels en volume débordent des lits et

ensevelissent les cônes de déjection, les piémonts ou les plaines littorales dans notre exemple de la Montagne Pelée. Dans ces conditions dantesques, l'action du vent et de la houle ne semble pas être pas un facteur aggravant davantage les processus hydro-volcano-géomorphologiques.

En revanche, les populations (évacuées des zones menacées, mais également les habitants des zones non dangereuses), déjà rendues très vulnérables par les effets de l'éruption, deviennent encore plus exposées face aux risques cycloniques.

5.3. Trois mouvements de terrain de grande ampleur à l'origine de lahars non éruptifs (laves torrentielles)

Qu'est qu'un lahar non éruptif contemporain sur la Montagne Pelée ?

Le relief, la morphologie et la nature lithologique des volcans explosifs d'arc sont favorables aux mouvements de terrain, dont certains de grande dimension mobilisent suffisamment de matériaux pour générer des coulées de matériaux dans le réseau hydrographique. Sur le massif de la Montagne Pelée, on peut ranger les mouvements de terrain dans trois catégories :

- comme nous l'avons déjà vu (§ 5-1.3), les chenaux de transition du volcan sont généralement bordés de parois subverticales parsemées de petits mouvements de terrain, lesquels prennent une part importante dans l'approvisionnement en matériaux au réseau hydrographique. Cependant, si nous avons déjà observé des laisses s'apparentant à des mini-coulées dans le lit, sur entre 50 et 200 m à l'aval de certains éboulements volumineux (Rivière Claire en 2003, Rivière Gommier, affluent de la Grande Rivière, 2001), les volumes sont généralement trop modestes pour générer des lahars ;

- des mouvements de terrain tout aussi modestes mais moins nombreux et plutôt en tête de versants, sont également visibles tout autour du volcan et dans le Conil. Les volumes mobilisés semblent réduits et la végétation qui les recouvre parfois indique qu'ils sont assez peu actifs. En raison du stockage des matériaux mobilisés sur les versants boisés, ces mouvements de terrain modestes et éloignés du réseau hydrographique paraissent avoir un impact assez limité sur la dynamique torrentielle.

- actuellement, trois grands mouvements de terrain actifs sont bien visibles (planche photographique 08). Celui qui pose des problèmes de sécurité en raison des lahars qu'il provoque se situe dans la haute vallée de la Rivière Sampère, principal affluent de la Rivière du Prêcheur. Deux autres, également très actifs, concernent le dôme historique de 1929 et son talus d'éboulis. Ils alimentent en matériaux peu altérés la Rivière Chaude (affluent de la Rivière Claire) et la Ravine Saint-Martin (affluent de la Rivière Sèche).

Planche photographique 08. Les trois mouvements de terrain responsables des lahars

A) Vue aérienne reconstituée du haut bassin versant de la Rivière
du Prêcheur



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



Photographie: DIREN Martinique (2007)

B) Vue aérienne reconstituée du dôme



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

Les trois grands
mouvements
de terrain actifs

Doit-on parler de lahars ou de laves torrentielles ? Le débat sémantique reste ouvert. Quand les matériaux déclencheurs de la coulée appartiennent aux dernières éruptions historiques, il apparaît approprié de parler de lahars non éruptifs (LAVIGNE F. *et al.*, 2000), et nous allons démontrer que des lahars contemporains (non éruptifs) empruntent la Rivière Claire et la Ravine Saint-Martin. Mais, pour la Rivière du Prêcheur et éventuellement la Rivière Sèche les matériaux mobilisés sont anciens de plusieurs dizaines de milliers d'années et donc partiellement altérés. On pourrait alors éventuellement parler de laves torrentielles pour définir les coulées. Cependant, en comparaison avec les laves torrentielles des zones non volcaniques, le rapport entre le taux d'argile et la proportion de matériaux fins non colloïdaux (cendres volcaniques et sables) des matériaux mobilisés reste faible. Les spécialistes français préfèrent parler de lahars, dès qu'une coulée se produit sur les flancs d'un volcan, quel que soit l'âge des matériaux mobilisés et leur stade d'altération (LAVIGNE F. *com. perso.*). Nous appliquons cette acception.

Il ne faut pas confondre les lahars non éruptifs, dont il est question ici, avec les crues excessivement chargées des cours d'eau du flanc Caraïbe (§ 5-1.2), dont les flux se rapprochent des écoulements hyperconcentrés (MEUNIER M., 1999). Un lahar, par la faible sédimentation en son sein et les vitesses équivalentes des deux phases (solide et liquide), possède un caractère mécanique d'écoulement de type visquo-plastique, qui rappelle les caractéristiques physiques d'un mélange monophasique (COUSSOT P. *et al.*, 1997). Cependant, lors d'une crue record dans la Coulée de la Rivière Blanche, nous avons émis l'hypothèse que les écoulements pouvaient se rapprocher d'une coulée de type lahar sous certaines conditions et durant un laps de temps relativement court (§ 5-2.3).

Pour étudier les lahars non éruptifs, nous allons tout d'abord nous intéresser aux dynamiques des grands mouvements de terrain, source du phénomène, puis nous nous attacherons aux coulées dans le réseau hydrographique.

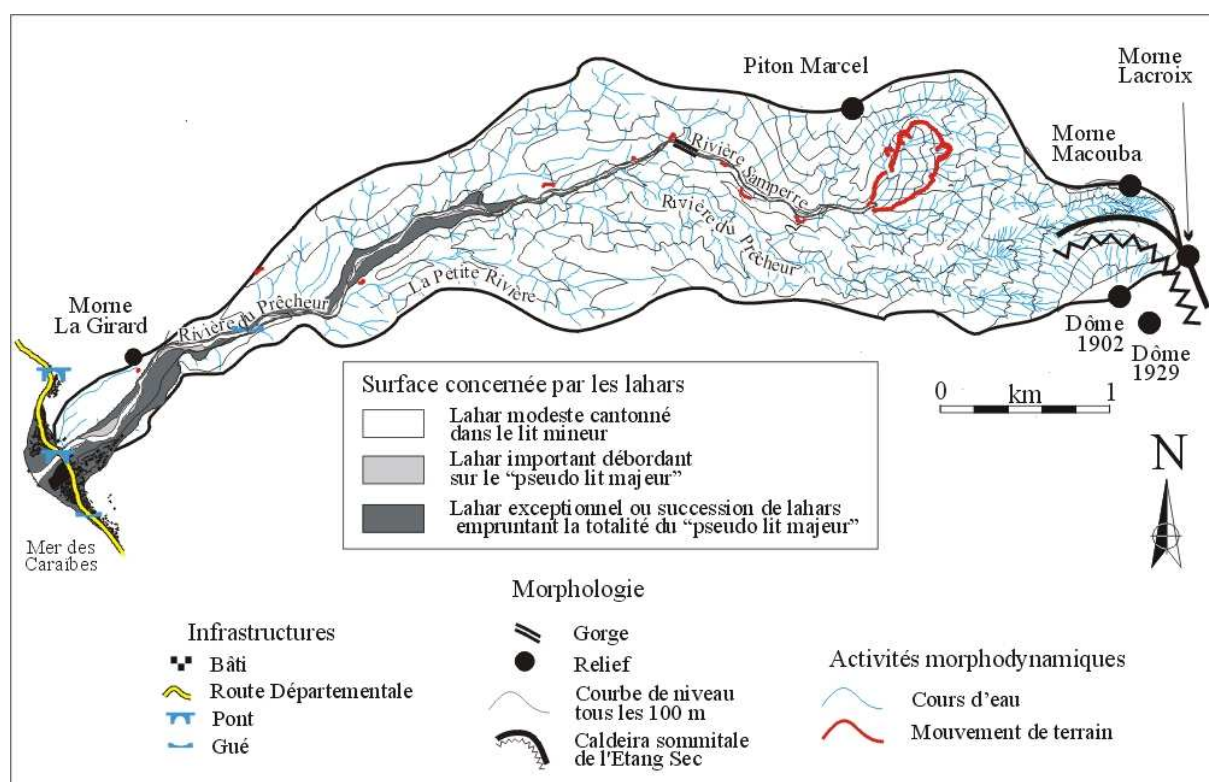
5.3.1. Des mouvements de terrain complexes différents et en activité permanente

Des trois grands mouvements de terrain de la Montagne Pelée, celui du bassin versant de la Rivière du Prêcheur, est le mieux documenté (BOULOC J., 1981; SEDAN O., 1998), malgré qu'il ne soit visible que par les airs ou en rappel en partant du dessus (très périlleux). Les deux autres mouvements de terrain qui balafrent le dôme de 1929, sont quant à eux largement visibles de la côte caraïbe.

5.3.1.1. Le bassin versant de la Rivière de Prêcheur

Le mouvement de terrain actif se situe dans le sous-bassin versant de la Rivière Samperre, un des deux bras principaux en amont de la Rivière du Prêcheur (figure 54).

Figure 54. Le bassin versant de la Rivière du Prêcheur et l'extension de aléa lahar non éruptif



Source : LALUBIE G. (2007)

Le mouvement de terrain forme un cirque bordé par plusieurs parois subverticales, dénudées de végétation. En tête de l'escarpement nord-ouest, pour tenter de rétablir une pente d'équilibre (MEUNIER M., 1999), un glissement translationnel s'est activé dans les années 1980 (appendice 7, § A7- 1.3, figure A7-04). Le terrain semble formé de strates de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, constituées de produits pyroclastiques relativement fins, non consolidés et de quelques blocs d'andésite massive intégrés. Entre chaque strate, peuvent s'intercaler des retombées de cendres et ponces présentant différents stades d'altération. Des dépôts de lave massive altérée ont également été observés à la base de l'escarpement (SEDAN O., 1998). De petits écroulements interviennent régulièrement, probablement lors de précipitations importantes. Les matériaux

s'accumulent au pied des escarpements, en attendant leur remobilisation ultérieure (SEDAN O., 1998), lors d'une crue remarquable ou à la suite d'effondrements volumineux. En cinquante ans, plusieurs effondrements de grande ampleur, d'occurrence décennale environ, se sont produits et ont généré des lahars. Ces chutes importantes interviennent généralement en plusieurs fois sur des délais allant d'une semaine en 1998 à deux mois en 1980 (appendice 7, § A7- 1.2). Les talus d'éboulis en contrebas de l'escarpement obstruent le cours de la ravine qui draine l'intérieur du mouvement de terrain (appendice 7, figure A7-04). Ces talus n'ont jamais été étudiés à notre connaissance. En raison de la pente importante du réseau hydrographique dans ce cirque d'érosion, les capacités de stockage d'eau en amont du barrage semblent réduites. En 1980 et en 1998, il semble qu'il se soit écoulé environ une semaine entre le premier éboulement et la première coulée boueuse avec une assez bonne concordance entre les coulées et les fortes pluies (BOULOC J., 1981). En 1998, il a fallu attendre 9 heures entre le dernier effondrement et la grosse coulée. La rupture du barrage formé par le talus d'éboulis peut s'effectuer selon plusieurs hypothèses, lesquelles peuvent d'ailleurs agir conjointement (ASANZA M. *et al.*, 1991; LEONE F. *et al.*, 1997) :

- la pression de la masse d'eau accumulée derrière le barrage devient suffisante pour l'entraîner par fluage (peu probable compte tenu de la forte pente du lit) ;

- le trop plein de la retenue érode verticalement le barrage et le cycle vidange-érosion s'emballé pour emporter le talus ;

- des infiltrations internes au coeur du talus d'éboulis peuvent le fragiliser dans son ensemble en creusant des galeries et le saper ;

- le talus d'éboulis se gorge d'eau jusqu'à atteindre sa limite de plasticité pour être mis en mouvement par solifluxion.

Quels que soient les processus mis en jeu (jamais observé en raison de l'inaccessibilité du site), les matériaux solides du talus se mélangent en une coulée boueuse, à la compétence suffisante pour transporter des blocs énormes de plusieurs mètres cubes (vidéo Louis PIERRE, 1998). En reconstituant le recul de la tête des différents escarpements actifs depuis 1951, il a été possible d'estimer les volumes mobilisés (appendice 7, § A7- 1.3.3, figure A7-04). Le taux annuel de matériaux mobilisés au sein du mouvement de terrain est en constante progression. Ceci peut s'expliquer par l'augmentation du périmètre de l'escarpement, ce qui induit l'agrandissement des surfaces instables. Toutefois, le fait que ces phénomènes soient ponctuels, et que nous n'ayons que peu de recul dans le temps, relativise l'interprétation de ce taux annuel. Nos calculs donnent un volume total de matériaux mobilisés de 760 374 m³, ce qui correspond à un taux annuel d'environ 18 000 m³.an⁻¹. Sachant que la surface de propagation des lahars (correspondant à la surface du lit mineur) est de 106 500 m², dans l'hypothèse théorique qu'il n'y ait pas eu de perte en mer, la

hauteur moyenne des dépôts serait alors seulement de 7 à 8 m, auxquels on peut ajouter forfaitairement 20 à 30 % correspondant à l'augmentation de la porosité des dépôts. Pour des coulées laissant en moyenne des dépôts de 2 m de hauteur, cela équivaut à six coulées. Or, cinq épisodes de lahar ont été recensés (SAFFACHE P., 1998; appendice 7, § A7- 1.2), et la majorité des matériaux s'est perdue en mer. Rien qu'en 1980, BOULOC J. (1981) a relevé presque une dizaine de coulées ! Il paraît alors évident que le mouvement de terrain de la Rivière Samperre ne peut alimenter à lui tout seul l'intégralité des matériaux des lahars depuis 1951. On peut alors estimer que d'autres sources de fournitures en matériau contribuent de manière non négligeable au volume des coulées, parmi lesquelles : les nombreux petits mouvements de terrain des versants (figure 54), l'érosion des berges et des escarpements bordant le lit mineur et également les stocks de substrat dans le lit mineur (composés parfois des coulées précédentes). Ces incorporations de matériaux durant le trajet de la coulée impliquent que les lahars ont plutôt un caractère érosif sur le lit, même si après le phénomène, on peut constater un dépôt d'un à deux mètres d'épaisseur. L'absence de données précises, quant aux volumes mobilisés par les lahars et à la topographie du lit avant et après le phénomène, ne permet pas de quantifier cette part d'incorporation. Ainsi, si les écroulements du grand mouvement de terrain, discontinus dans le temps, sont bien le facteur déclenchant des lahars, ces derniers sont également alimentés par des apports réguliers dans le temps à l'échelle du bassin versant.

En conclusion, l'impact du mouvement de terrain sur la Rivière du Prêcheur est très marqué. Ces bouleversements géomorphologiques agissent aussi bien sur le court terme, pendant le passage de la coulée, que sur le long terme, notamment par l'intermédiaire du transport solide lors des crues torrentielles qui remodèle un chenal d'écoulement dans les dépôts lahariques. Pour comprendre le phénomène, limiter les dommages et surtout éviter des pertes humaines, il fallait pouvoir prévenir l'arrivée de ces coulées. L'Observatoire de la Montagne Pelée (O.V.S.M.), en charge de cette surveillance, a installé depuis l'an 2000, deux capteurs sismo-acoustiques et un dispositif de câbles pour déterminer le seuil d'alerte (LALUBIE G., 2000; appendice 7, § A7- 1.5). Depuis, un seul signal a été enregistré, en août 2009. Il s'agissait d'un mouvement de terrain plutôt superficiel (Appendice 2, § A2- 2.2.2) sur les dépôts peléens appuyés sur le Piton Marcel. La coulée générée fut de faible ampleur, mais riches en argiles, son dépôt eut pour conséquence de salir l'eau de la rivière pendant plusieurs semaines.

5.3.1.2. Le bassin versant de la Rivière Claire

Les deux mouvements de terrain du dôme de 1929 ont des caractéristiques différentes de celui de la Rivière du Prêcheur.

Le mouvement de terrain de la Rivière Chaude (bassin versant de la Rivière Claire) est largement le plus actif du massif de la Montagne Pelée. Il concerne les matériaux du dôme et de son talus d'éboulis (figure 55). A cet endroit, la pente du terrain est d'environ 60 %. Juste après l'éruption de 1929, l'instabilité a débuté sur le talus d'éboulis, puis, par érosion régressive, a fini par atteindre la paroi du dôme. Ce mouvement de terrain s'est très rapidement stabilisé (REVERT E., 1949, photographie planche XIII de 1939) et constitue depuis le cours de la Rivière Chaude. Depuis les années 1940 (date non déterminée), l'activité géomorphologique se situe à l'intérieur de cette cicatrice stabilisée. Le périmètre de l'escarpement actif mesure à peu près 2,7 km pour une surface d'environ 0,16 km². Le mouvement de terrain a une forme conique de type bassin de réception allongé et constitue une dépression peu profonde (le rapport largeur/profondeur est élevé) et très ravinée, aux lits en V. Le substrat est constitué de blocs andésitiques anguleux de toutes tailles, allant des graviers aux blocs de plusieurs mètres et certainement comme dans ce genre de dôme, avec une faible proportion de cendres volcaniques (observation personnelle le long des sentiers montant sur le dôme de 1902). Il en résulte une absence totale de cohésion du substrat et une capacité d'infiltration très importante. A la suite de nos observations, nous avons cru remarquer que le mouvement de terrain s'active essentiellement pendant les précipitations que nous avons qualifiées dans le tableau 02, de remarquables et ou exceptionnelles.

Ainsi, 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).

On peut qualifier cette activité géomorphologique de glissement translationnel superficiel avec éboulement des matériaux mobilisés dans le réseau hydrographique naissant, lequel subit des processus de ravinement (planche photographique 09). Des plaques de matériaux non cohérents glissent sur les pentes du dôme, puis roulent en se disloquant dans le réseau hydrographique.

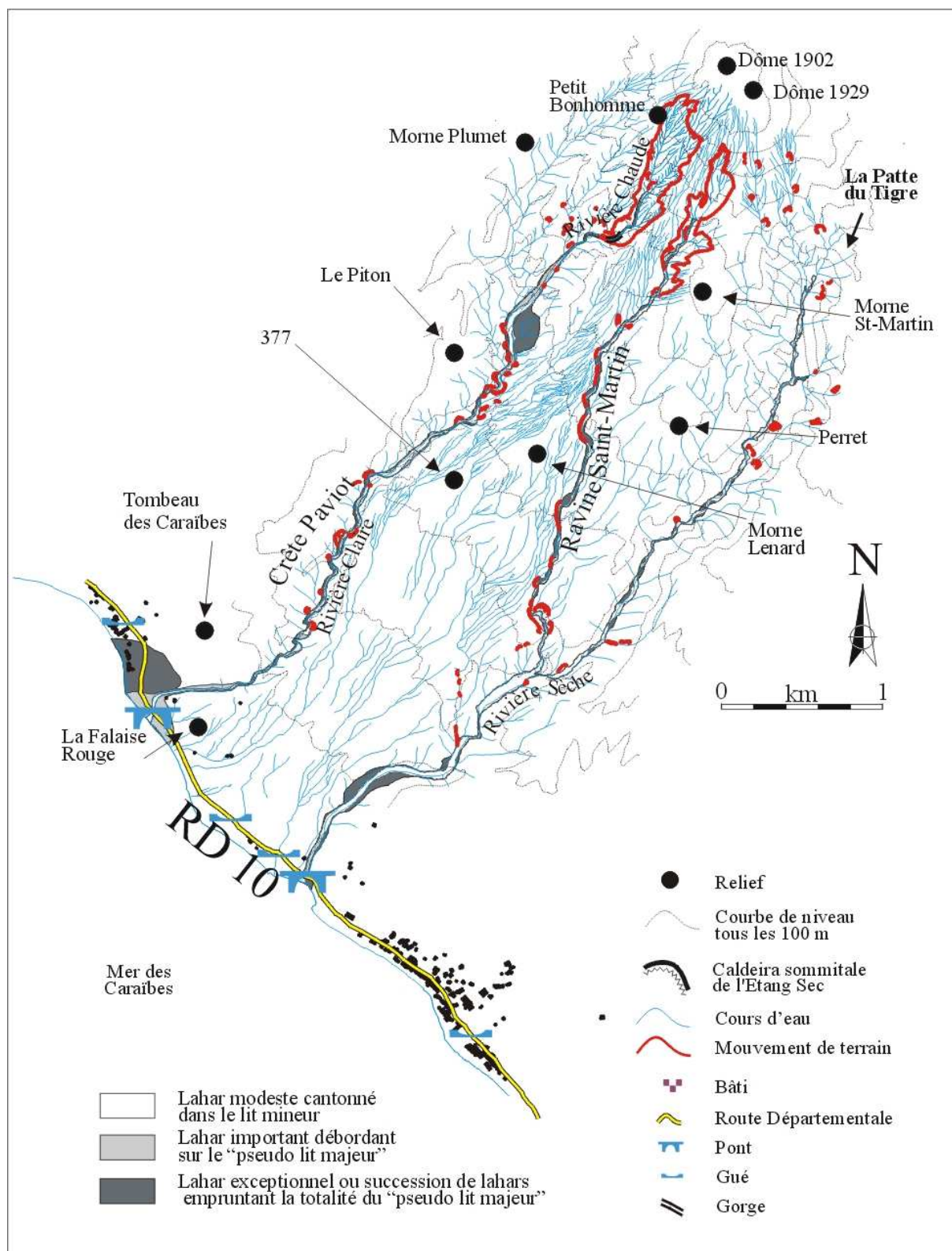
Le réseau hydrographique très dense est composé de petits ravins peu profonds (de trois à cinq mètres pour ceux du premier ordre), allongés et peu ramifiés. Ce chevelu se déverse dans deux ravines principales, qui collectent l'eau et les matériaux du mouvement de terrain. Le fond des deux ravines est meuble, lequel associé aux pentes importantes peu également être attribué à un éboulis actif. Elles ne fonctionnent que pendant les averses remarquables et exceptionnelles où les écoulements de surface ne doivent pas manquer d'éroder ces lits.



L'absence systématique de végétation à l'intérieur des zones de glissements/écroulements montre à quel point l'activité géomorphologique est récurrente. En raison de la pente la capacité de stockage de matériaux est réduite. Les matériaux mobilisés sur le dôme semblent être emportés directement par les écoulements liquides qui ont contribué au glissement. En revanche, le stockage des matériaux pourrait s'effectuer au pied du talus d'éboulis du dôme en amont immédiat des gorges très étroites de la Rivière Chaude (figure 55; appendice 10, planche photographique A10-07). Malheureusement, nous n'avons jamais observé de clichés exploitables pour quantifier la capacité de stockage plausible. Cependant, avec la pente accentuée du talweg, il est probable que les volumes de stockage soient relativement limités.

A l'intérieur du mouvement de terrain, l'activité est particulièrement discontinue dans le temps et dans l'espace (appendice 7, § A7- 2.2). Toutes les précipitations remarquables (tableau 02) ne sont pas activatrices de l'ensemble du mouvement de terrain. On peut supposer que les rares ruissellements érodent doucement le fond du réseau hydrographique, accentuant d'autant la hauteur de la paroi de l'escarpement. Puis, une fois un seuil d'équilibre franchi, un épisode pluvieux remarquable fait glisser le pan du dôme qui n'est plus soutenu de l'aval. Le volume de matériaux mobilisé depuis l'éruption correspond à plus de 4 millions de mètres cube en l'espace de 70 ans, ce qui donne un taux annuel d'environ $60\,000\text{ m}^3\cdot\text{an}^{-1}$ (appendice 7, § A7- 2.2.2). Ce taux annuel correspondrait à un dépôt de 70 cm par an sur la totalité de la surface de propagation des lahars (lit mineur de la Rivière Chaude puis de la Rivière Claire).

Figure 55. L'aléa lahar non éruptif des bassins versants
 de la Rivière Claire et de la Rivière Sèche



Source : LALUBIE G. (2007)

De plus, à ces chiffres déjà importants, le cours d'eau doit également évacuer les matériaux correspondant à l'enfoncement de son lit et à l'écartement de ses berges. Ainsi, en dehors de ces phénomènes lahariques générés par le mouvement de terrain, le cours d'eau charrie également énormément de matériaux lors des crues torrentielles "d'eau claire" (aux écoulements certainement le plus souvent hyperconcentrés).

5.3.1.3. Le bassin versant de la Rivière Sèche

Ce deuxième mouvement de terrain de grande ampleur du dôme de 1929, constitue le bassin de réception de la Ravine Saint-Martin, laquelle draine partiellement les dépôts historiques et représente l'affluent principal de la Rivière Sèche. Le mouvement de terrain se situe sur le talus d'éboulis du dôme de 1929 et commence à grignoter directement le dôme. Il est allongé dans le sens de la pente (figure 55) qui, à cet endroit, est d'environ 50 %. Le périmètre de l'escarpement mesure à peu près 2,4 km pour une surface d'environ 0,12 km².

Le mouvement de terrain est complexe, composé de plusieurs entités (planche photographique 10, appendice 7, § A7-3.2.1, figure A7-13).

La **première entité** est la zone centrale, présente déjà avant 1902. L'escarpement de 10 à 30 m de hauteur s'éboule par plaques de matériaux (des ponces altérées de couleur jaune-orange, sous-jacentes aux dépôts historiques), lesquelles inscrivent des niches d'effondrement concaves, prolongées par un talus d'éboulis très pentu et instable.

La chute de matériaux s'opère également par la chute de tout petit volume de matériaux ou de roche, qu'un observateur ne manque pas d'entendre très régulièrement dans ce genre de bassin de réception. En effet, ces niches d'effondrement ressemblent aux autres bassins de réception du volcan, à la seule différence qu'il présente une activité géomorphologique bien plus active et qu'il couvre une surface plus grande. Le pied du talus d'éboulis se trouve à plus de 100 m de dénivellation en dessous du haut de l'escarpement sommital. Le développement des talus d'éboulis sur les pentes fortes implique un stockage des matériaux mobilisés dans un équilibre précaire.

Cette zone, au sud-ouest immédiat du dôme a reçu de nombreuses retombées volcaniques durant les paroxysmes de 1902, quand les vents avaient une composante nord-est et lors des effondrements du dôme vers la fin de l'éruption de 1929. Il paraît probable que les

Planche photographique 10. L'instabilité de la Ravine Saint-Martin



Photographie: MANGUE A. (2001)

Deuxième entité très active depuis l'an 2000

Première entité ancienne peu active

éruptions historiques aient réactivé cette instabilité, mais en même temps, que les dépôts aient diminué la hauteur des escarpements en comblant le fond de la cuvette. Des photographies de Franck Perret permettent de se rendre compte de l'activité géomorphologique de cette zone durant les éruptions. Les processus de ravinement semblent autant présents que les effondrements des parois latérales du bassin de réception. Les photographies aériennes de 1951 laissent aussi observer une activité supérieure aux campagnes postérieures. Ainsi, si le peu de végétation sur l'escarpement vertical comme sur son talus d'éboulis indique une activité géomorphologique fréquente, le recul de la tête de l'escarpement, inférieur à quelques mètres en 50 ans, n'est pas perceptible sur les photographies aériennes (appendice 7, § A3- 2.2.2). Ainsi, depuis 60 ans si l'activité est régulière les volumes mobilisés sont réduits.

La **seconde entité** du mouvement de terrain (planche photographique 10, appendice 7, § A7- 3.2.1, 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, sur des pentes de 60 %. Non soutenues par l'aval, des plaques superficielles du dôme glissent et se disloquent pour rouler au fond du réseau hydrographique naissant. Les matériaux mobilisés sont de l'andésite massive sombre de l'éruption de 1929, pauvre en particules fines. Entre 2000 et 2004, cette seconde entité a progressé en surface de $3,3 \cdot 10^{-3} \text{ km}^2 \cdot \text{an}^{-1}$, et de $44 \text{ m} \cdot \text{an}^{-1}$ en longueur (appendice 7, § A7- 3.2.2). 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 (figure 52), mais les phénomènes d'érosion sont discontinus (appendice 7, § A7- 3.2.1). Le taux annuel de matériaux mobilisés est de $17\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$, taux trois fois inférieur au mouvement de terrain similaire de la Rivière Chaude. Ces faibles valeurs s'expliquent car nous sommes dans l'amorce du phénomène. Le périmètre de l'escarpement encore réduit va s'agrandir et ainsi permettre le glissement des matériaux sur des surfaces de plus en plus importantes. De plus, l'enfoncement à l'intérieur du mouvement de terrain accentuera son ravinement. Ce dernier serait actuellement dans sa phase de croissance, équivalente à la période 1951-1988 pour celui de la Rivière Chaude. Cette seconde entité pourrait ainsi atteindre un taux annuel de $50\,000$ à $70\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$. En mars 2007, le collecteur principal avait énormément érodé l'aval de cette seconde entité pour s'inciser de plus d'une cinquantaine de mètres dans les dépôts ponceux plus anciens. Il semble que l'érosion s'emballé et les apports de matériaux au cours d'eau deviennent de plus en plus volumineux (appendice 7, § A7- 3.3). Les phénomènes lahariques vont prochainement devenir prédominants dans la Ravine Saint-Martin. En novembre 2009, cette seconde entité était totalement végétalisée, illustrant la discontinuité des processus érosifs.

Une **troisième cicatrice** est également visible (appendice 7, § A7- 3.2.1, 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. Cependant, la dépression modelée par cette cicatrice favorise les infiltrations pluviales et constitue un facteur d'instabilité.

Le mouvement de terrain de la Ravine Saint-Martin aux processus d'érosion complexes génère une production de matériaux particulièrement discontinue dans le temps. Les coulées qui se forment en sont d'autant plus difficilement perceptibles par les riverains.

5.3.2. Quel type d'écoulement pour les lahars non éruptifs ?

Face à la refonte morphologique des lits de la Rivière Claire et la Rivière Sèche après certaines crises hydro-météorologiques, les habitués des lieux, comme quelques acteurs en charge de la gestion des cours d'eau, reconnaissent que certains écoulements sont particuliers. Cependant, à notre connaissance, aucune communication administrative, technique ou scientifique ne fait état de phénomènes lahariques dans ces cours d'eau. En revanche, les lahars de la Rivière du Prêcheur sont mieux connus, même s'il reste un grand nombre d'interrogations quant aux mécanismes et aux facteurs qui les régissent.

5.3.2.1. Les lahars de la Rivière du Prêcheur

Les lahars de la Rivière du Prêcheur sont assez bien décrits (BOULOC J., 1981; SEDAN O. 1998, MEUNIER M., 1999; appendice 7, § A7- 1.4). La morphologie de la vallée n'est pas propice à des fronts de coulée élevés. Une gorge étroite (10 m de largeur) vers 350 m d'altitude (figure 54) limite les débits de pointe, puis, plus en aval une plaine d'inondation suffisamment large vers 80 m d'altitude permet l'épandage et le stockage d'une partie des matériaux, Cependant, dans le bourg, le rétrécissement du lit mineur sous les actions de l'endiguement du lit majeur a pour effet inverse de rehausser le front de la coulée. C'est donc essentiellement l'accumulation des dépôts des coulées successives, comme en 1980, qui est responsable des débordements de 1902 et de 1980, ainsi que de l'ensevelissement des quartiers riverains ou des destructions du pont. Certaines coulées n'atteignent pas forcément la mer (1997), mais quand elles y parviennent, les matériaux plongent sans aucune difficulté et sans se mélanger aux eaux salées (BOULOC J., 1981). Les dépôts laissés dans le lit sont constitués de matériaux de toutes tailles, non classés, enrobés dans une matrice grise cendro-sableuse non cohérente. Nous sommes face à des coulées de débris dites "*non cohésives*" (LAVIGNE F. *et al.*, 2000) ou "*granulaires*" (COUSSOT P. *et al.*, 1997). Les

dépôts exhausent (du moins à l'aval) et aplanissent uniformément le lit mineur (figure 24). Transversalement, ils sont en fait légèrement convexes. Longitudinalement, la pente du lit devient homogène et les faciès d'écoulement se trouvent ainsi uniformisés en radier-rapide, généralement au centre de la coulée car les écoulements hyperconcentrés de la queue du lahar amorcent déjà l'érosion (PIERSON T.C. *et al.*, 1998; COUSSOT P. *et al.*, 1997).

En dehors du pont détruit en 1980, les dégâts entraînés par les lahars non éruptifs contemporains de la Rivière du Prêcheur n'ont à ce jour pas été lourds. Les coulées n'ont pas été meurtrières, mais bien souvent la situation frôlait la catastrophe.

5.3.2.1. Les lahars de la Rivière Claire

A notre connaissance, aucun lahar n'a été observé dans la Rivière Claire. Pourtant certains promeneurs ont déjà été surpris par des écoulements très chargés en matériaux, lors de leur randonnée aux sources chaudes. En effet, pour aller visiter ces dernières, il y a un périple d'environ 600 m de marche dans les gorges du torrent, sans échappatoire. Ainsi quand la situation météorologique se dégrade (temps de concentration calculé de 9 minutes), certains promeneurs, non conscients du danger, peuvent se laisser piéger et, au mieux, s'en sortent avec des lésions aux membres inférieurs. L'observation sur le terrain, le dépouillement d'un sismogramme et la granulométrie des dépôts (appendice 7, § A7- 2.3 et A7- 2.4) ont permis de déterminer qu'à leur source, les lahars très pauvres en fines, correspondent davantage à des avalanches de débris sans réelle matrice boueuse, mais plutôt conditionnés par les chocs et les frictions des particules grossières entre elles (COUSSOT P., 1994a; COUSSOT P. *et al.*, 1997).

Ensuite, en aval des gorges (figure 55), quand les escarpements bordant le lit s'écartent et que la pente s'adoucit, vers 500 m d'altitude, l'évolution des coulées dépend de la nature des précipitations :

- si les précipitations sont brèves, ou localisées en altitude, les coulées s'étalent et perdent progressivement leur énergie, car les frictions entre les roches sont moins nombreuses et moins dynamiques. Dans ces conditions, les lahars s'arrêtent, sur des pentes supérieures à 15 %, probablement entre 500 et 300 m d'altitude et n'atteignent jamais la mer. Des resserrements inférieurs 3 à 4 m de large, présents dans les gorges du chenal de transition du cours d'eau, peuvent également contribuer à l'arrêt des coulées ;

- en revanche, si les précipitations sont très intenses, généralisées sur le bassin versant et qu'elles durent dans le temps, l'avalanche de débris riches en eau, en sortie des gorges étroites, peut puiser des matériaux fins aux berges et aux talus d'éboulis provenant des nombreux mouvements de terrain le long du cours (figure 55). L'avalanche de débris se

modifie ainsi progressivement en coulée de débris granulaire possédant une mobilité accrue. Le lahar peut ainsi se propager jusqu'à la mer où la pente du cours d'eau est voisine de 8 %. Les dépôts laissés à l'embouchure par le lahar du 20 octobre 1999 contenaient en effet une grande proportion de sables de couleur claire (appendice 7, § A7- 2.3, figure A7-11), pouvant faire penser à des produits d'abrasion des ponces.

Il est également probable que la quantité de matériaux mobilisés à la source dans mouvement de terrain conditionne, dans un second degré, le pouvoir de propagation du lahar vers l'aval.

Depuis l'éruption de 1929, il semble que les lahars qui atteignent la mer et exhausent le lit de plusieurs mètres ne soient jamais sortis du lit du cours d'eau. Jusqu'à présent, les écoulements d'eau "claire" durant les crues torrentielles, ont réussi à recreuser suffisamment le lit entre deux lahars. Les phénomènes de mobilisation de matériaux et d'avalanche de débris au sein du mouvement de terrain interviennent probablement plusieurs fois par an.

5.3.2.3. Les lahars de la Ravine Saint-Martin, affluent principal de la Rivière Sèche

Nous n'avons jamais recueilli de témoignage sur les lahars qui se sont écoulés dans la Ravine Saint-Martin, puis dans la Rivière Sèche. L'étude diachronique du mouvement de terrain a permis toutefois de distinguer trois périodes (appendice 7, § A7- 3.3) :

- de 1932 à 1951 au plus, les lahars étaient volumineux et fréquents. Il a fallu éliminer les matériaux tombés dans le bassin de réception, mais également creuser le lit du cours d'eau. Les lahars devaient être constitués d'un mélange de matériaux neufs et anciens (ponces altérées) ;

- de 1951 au plus tard à l'an 2000, les lahars devaient être modestes et rares. Il est fort probable que les écoulements n'étaient pas monophasiques stricts, et qu'ils n'atteignaient pas la mer ;

- depuis l'an 2000 et l'activation de la seconde entité, 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 sont proportionnels aux matériaux mobilisés sur le dôme. Dans cette seconde entité, les écoulements doivent probablement ressembler à une avalanche de débris qui tombent dans la première entité (appendice 7, § A7- 3.2, figure A7-13), provoquant son érosion et surtout la mobilisation de son talus d'éboulis. La coulée se charge alors de ponces et de particules fines permettant de passer d'une avalanche de débris à une coulée de débris granulaires directement au pied de la première entité. La coulée de débris, dès lors plus mobile, peut dévaler la Ravine Saint-Martin. Ces lahars ont

un impact très important sur la morphodynamique du lit de la Ravine Saint-Martin, notamment en shuntant des sinuosités (appendice 5, § A5-2.2.3.2).

Plusieurs indices nous laissent entendre que les coulées stoppent leur progression en aval de la confluence avec la Rivière Sèche, quand le lit mineur s'élargit et que la pente s'adoucit (appendice 7, § A7- 3.3, figure A7-12). Les lahars de la Ravine Saint-Martin interviennent dans la dynamique d'approvisionnement en matériaux du cours aval de la Rivière Sèche. 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 (appendice 7, planche photographique A7-03), elles n'engendrent pas de modifications importantes du lit de la Rivière Sèche à l'embouchure. Cette situation pourrait évoluer si les lahars devenaient plus nombreux et plus volumineux, en relation avec l'emballement de l'érosion dans la seconde entité (appendice 7, § A7- 3.2.2, figure A7-13).

Malgré le fort potentiel géomorphologique du bassin versant, la haute Rivière Sèche bénéficie d'une lithologie limitant les mobilisations de matériaux. Le lit mineur de la Rivière Sèche est démesuré par rapport aux écoulements ordinaires (débit de base et crues modestes) et à la taille du bassin versant. Nous avons vu (appendice 6, § A6- 3, figure A6-06) que les matériaux d'éboulement du dôme à la fin de l'éruption de 1929 sont en cours d'évacuation pendant les plus grosses crues, expliquant le surdimensionnement du lit mineur, en aval de la Patte du Tigre (figure 55). La courbe granulométrique de la Rivière Sèche à l'amont de la confluence avec la Ravine Saint-Martin montre un substrat bien moins grossier qu'à aval (appendice 7, § A7- 3.3, figure A7-15), signifiant que la Rivière Sèche possède une compétence moindre que les lahars de la Ravine Saint-Martin. Si les écoulements de la Rivière Sèche ne sont pas des lahars, ils impliquent tout de même des transports solides concentrés aux compétences importantes, provoquant des exhaussements du lit et l'érosion de l'embouchure. Il serait également probable qu'un écroulement de forte envergure sur la Patte du Tigre (appendice 7, § A7- 3.1), obstrue le lit et forme une retenue, un peu à l'image de la Rivière du Prêcheur. A la débâcle, la coulée pourrait prélever suffisamment de matériaux au substrat du lit mineur, dont nous avons dit qu'il était surdimensionné, et ainsi se transformer en lahar.

Ainsi, si à l'embouchure de la Rivière Sèche les lahars sont jusqu'à présent plutôt passés inaperçus, les potentialités sont présentes pour que cet aléa prenne de l'ampleur et devienne menaçant. Au même titre que la Rivière Claire, une attention tout particulière mérite d'être portée sur ce cours d'eau.

5.3.3. De petites coulées dans les autres cours d'eau du flanc Caraïbe ?

Sur le flanc Caraïbe, les cours d'eau en altitude reçoivent des grandes quantités de pluie sur leurs versants. Les crues sont essentiellement alimentées d'eau peu chargée en raison de la couverture végétale très dense et des sols filtrants. Ce n'est que plus en aval que les écoulements se concentrent en matériaux.

Les petites ravines du flanc Caraïbe prennent généralement leurs sources à une altitude inférieure à 500 m où le déficit hydrique est quasiment permanent. Elles ne sont actives que très rarement en mobilisant les matériaux tombés des versants entre deux crues. Nul n'a observé de lahars dans ces ravines, pendant la tempête tropicale Cindy en 1993. Les spécialistes parlent tous d'écoulements hyperconcentrés (PERRINET F.; 1995c, SOGREAH, 1998; MEUNIER M., 1999). Cependant, certaines des observations ci-dessous pourraient permettre d'émettre l'hypothèse d'écoulement lahariques :

- la forme du lit et notamment l'horizontalité transversale à l'intérieur des terrasses de la Ravine Fond Canonville et de la Ravine Pierre Akar (appendice 2, figure A2-08) ;

- la répartition granulométrique du substrat, avec une prédominance pour les substances sableuses et inférieures (appendice 2, figure A2-09) rappelant les matrices lahariques ;

- la prédominance des cendres dans l'horizon pédologique, au caractère hydrophobe quand elles sont sèches (appendice 2, § A2- 3.5.2), chargeant d'autant le ruissellement élémentaire (OGAWA Y. *et al.*, 2007) ;

- les pentes des versants de nature non cohérente sont très accentuées (appendice 2, §A2-1.2) favorisant les mouvements de terrain durant les épisodes hydrométéorologiques;

- l'effet d'abri (Föhn localisé) limitant la colonisation des versants à une végétation à caractère xérophytique clairsemée, ayant également un impact sur le ruissellement et sa charge (OGAWA Y. *et al.*, 2007).

Ainsi, pour ces petites ravines, en raison d'une faible couverture végétale et de sol peu filtrant, le ruissellement élémentaire en tête de bassin versant est déjà chargé en solide. Collectés dans le talweg, les écoulements ont un pouvoir érosif sur le lit et les berges d'autant plus important que la charge de l'eau s'accroît. Par conséquent, les eaux se concentrent encore davantage en matériaux. Tous ces facteurs permettent de penser que les écoulements sont certainement plus concentrés dans les petites ravines du flanc Caraïbe que dans les grands cours d'eau qui prennent leur source en altitude. Il paraît donc probable que des lahars puissent se former quand plusieurs facteurs concordants sont réunis : la faible humidité du sol, une intensité de précipitation exceptionnelle, l'activation de nombreux mouvements de terrain et une durée relativement longue séparant la précédente crue (à relier avec les volumes des stocks de colluvion disponibles dans le lit).

Les ravines de la Coulée de la Rivière Blanche sont aussi particulièrement dangereuses et, comme nous l'avons déjà observé (§ 5-2.3), éventuellement susceptibles de produire des lahars lors des crues record. Cependant, durant la dernière crue record, aucun témoignage ne permet de trancher clairement entre un type d'écoulement : hyperconcentré ou laharique.

Faute de témoignage nous sommes obligés de nous fonder sur les indices disponibles. En résumé, les lahars peuvent exceptionnellement se produire dans les ravines d'ordre 3 si plusieurs conditions sont réunies, ou dans les cours d'eau en formation lors du recalibrage de la section du cours d'eau peu avant le pic de la crue record.

Un aléa morphogène, destructeur mais parfois curieusement très discret

La morphologie des lits affectés par les lahars est largement reconnaissable (figure 07). Une forte érosion agit dans le bassin de réception et en début de chenal de transition. L'aggradation se situe plus en aval, à la rupture de pente sur le cône de déjection et les plaines littorales. Les lahars détruisent alors tout sur leur passage, recouvrent des terres fertiles, créent des embâcles et provoquent des inondations. Les destructions sont totales au niveau du chenal d'écoulement et partielles aux limites de la coulée par ensevelissement.

Sur la Montagne Pelée, les hauteurs des dépôts de lahars contemporains observés n'ont jamais dépassé quelques mètres (appendice 7). En revanche, la succession de lahars serait susceptible de remplir le lit mineur et ainsi faire déborder les coulées sur le cône de déjection ou sur la plaine littorale. Les connaissances acquises sur les lahars contemporains restent somme toute sommaires et générales (appendice 7). Il nous reste des questions primordiales telles, les mécanismes de rupture des instabilités de terrain, les modes d'accumulation et de remobilisation des matériaux au pied des instabilités, les processus d'érosion et de sédimentation durant l'écoulement de la coulée, ou encore les volumes perdus en mer. Face à cette menace pesant sur l'ensemble de la région du flanc Caraïbe, une prévention s'impose et devrait débiter par la réponse à ces questionnements scientifiques.

En dehors des lahars de la Rivière de Prêcheur qui sont surveillés, cet aléa sur les autres cours d'eau du flanc Caraïbe est potentiellement d'autant plus dangereux qu'il intervient plutôt rarement, mais surtout, pendant des conditions hydro-climatiques extrêmes empêchant l'observation du phénomène par les riverains. Cette discrétion implique que cet aléa n'est pas réellement pris en compte dans la gestion des risques naturels. Il semble que prochainement sur notre zone d'étude les imageries radar pourront nous donner la morphologie des bassins versants très précisément. A l'aide d'algorithmes décelant automatiquement les modifications entre plusieurs campagnes, il sera peut-être possible un jour de déceler le type d'écoulement pour chaque événement exceptionnel, tant en

observant les volumes mobilisés sur les versants que les modifications morphologiques des lits.

Conclusion : Des processus hydro-volcano-géomorphologiques accentuant la dynamique des transports solides et les aléas rattachés

Les cours d'eau volcaniques semblent être largement contrôlés par des agents qui sont plutôt généralement considérés pour leur impact immédiat, durant le phénomène. Pourtant ils interviennent également sur la morphologie et les caractéristiques hydro-géomorphologiques du réseau hydrographique. Les phénomènes cycloniques, les éruptions volcaniques et les très grands mouvements de terrain actifs ont un impact important sur la dynamique torrentielle des cours d'eau concernés. Les séismes tectoniques et volcano-tectoniques jouent également un rôle dans la dynamique torrentielle par les mouvements de terrain qu'ils induisent sur les escarpements qui bordent le réseau hydrographique. Cependant, faute d'une surveillance systématique et raisonnée, nous ne connaissons pas l'ampleur de cette activité sismique sur l'aléa mouvement de terrain. Ces agents géomorphologiques agissent sur des échelles temporelles allant de l'instantané à plusieurs années (l'éruption de Montserrat dure depuis plus de 10 ans). Leurs actions agissent individuellement mais également sous l'effet de leur conjonction, en tissant des liens étroits, ce qui accroît la menace que représentent les cours d'eau volcaniques. Ainsi, ces trois agents et leurs interactions complexes accentuent à la fois l'amplitude et la fréquence des aléas hydro-volcano-géomorphologiques, mais aussi la vulnérabilité des populations. Les risques inhérents aux cours d'eau de la Montagne Pelée s'en trouvent d'autant plus accentués.

Ces phénomènes sont communs aux volcans explosifs actifs en milieu intertropical. Ils fournissent également tous et de manière simultanée, de très grandes quantités de matériaux au réseau hydrographique. Ainsi, si ces événements ont des effets brutaux considérables générant des catastrophes marquantes, il ne faut pas négliger leurs impacts à long terme, pouvant se résumer à l'évacuation des matériaux par un transport solide exacerbé à chaque crue. Cette charge solide favorise la divagation des cours d'eau, générant des dommages bien plus importants.

En se succédant dans le temps, ces facteurs hydro-volcano-géomorphologiques maintiennent les cours d'eau concernés dans un état perpétuel de pleine capacité potentielle de transport. Ainsi, ils amplifient en volume et en intensité les aléas inhérents au réseau hydrographique, rendant les effets bien plus destructeurs et dangereux pour les enjeux et les personnes présents dans les zones menacées.

Chapitre 6

Les modifications morphologiques ponctuelles sous l'action d'agents naturels et anthropiques

Introduction : La place des modifications ponctuelles au sein de la genèse du réseau hydrographique : les différences d'échelles spatio-temporelles

Un réseau hydrographique en formation sur des dépôts récemment mis en place est en perpétuelle mutation et les modifications morphologiques sont généralisées (appendice 5, § A5-2), notamment par l'allongement des collecteurs principaux par érosion régressive (figure 51) et par l'élargissement des lits sous l'impulsion des crues record (§ 5-2.3). La genèse d'un réseau hydrographique s'observe à l'échelle du bassin versant (ou encore du sous bassin versant) et sur une période étendue de plusieurs décennies (pour notre exemple 80 ans).

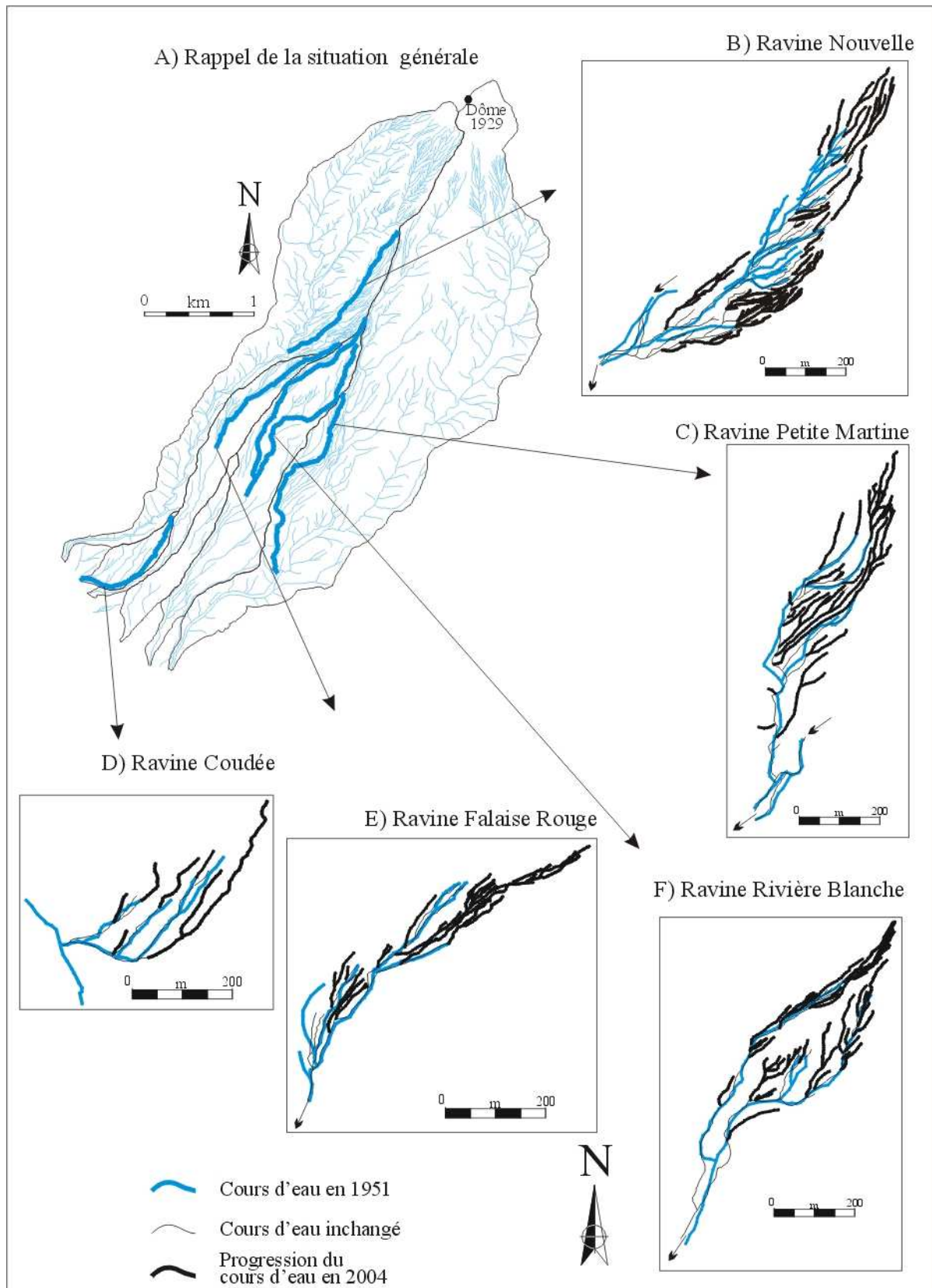
A l'inverse, les modifications morphologiques que nous mettons en avant dans ce présent chapitre 6, qu'elles soient naturelles ou anthropiques, sont localisées sur le cours d'eau et interviennent également ponctuellement dans le temps. Nous allons ainsi analyser l'impact de ces modifications ponctuelles sur la dynamique torrentielle dans le moyen terme.

6.1. Les modifications du réseau hydrographique installé sur les dépôts historiques

Dans la coulée de la Rivière Blanche, nous avons observé le recul généralisé du réseau hydrographique (figure 51). Le recul du chevelu au sein du plateau (figure 56) ne signifie pas des surfaces drainées plus importantes, car les bassins versants restent de surface équivalente. Seul, le type de ruissellement est modifié, pour passer d'un ruissellement diffus à un ruissellement concentré. Ceci ne change donc pas réellement les volumes d'eau au niveau de l'exutoire du cours d'eau. En revanche, la concentration des eaux de ruissellement permet le transport de davantage de matériaux et plus grossiers.

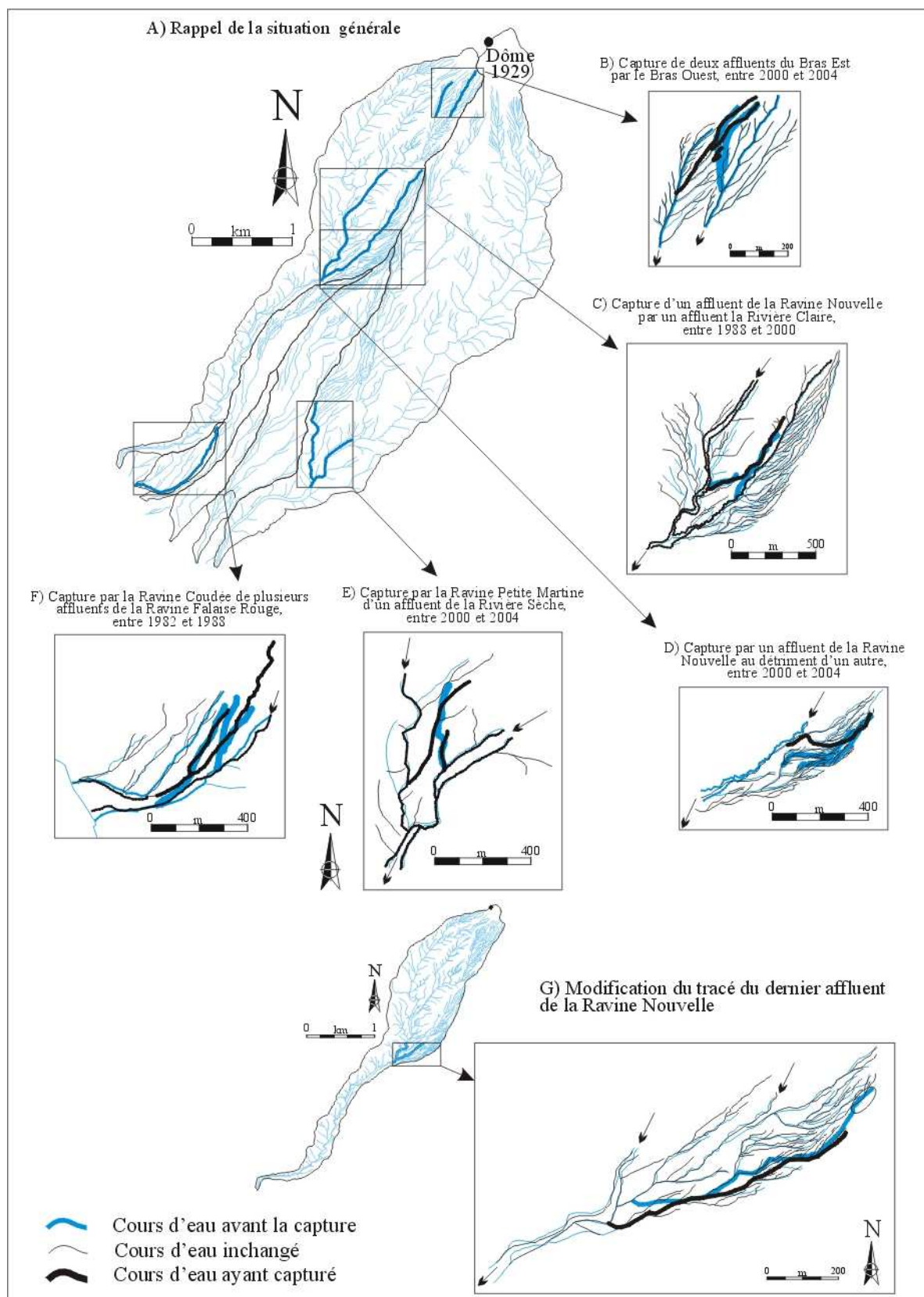
L'étude diachronique (appendice 5, § A5- 2.2) révèle également cinq captures et semble-t-il une modification de tracé (figure 57). Elles se sont produites sur des affluents à l'intérieur d'un même bassin versant et l'impact de ces modifications est insignifiant à l'exutoire du cours d'eau. L'impact demeure plus présent à l'échelle du tronçon concerné, où l'activité hydro-géomorphologique devrait être accrue en raison d'une recherche d'un nouvel équilibre, notamment pendant les quelques années après cette modification.

Figure 56. Progression du réseau hydrographique de 1951 à 2004
sur les dépôts de l'éruption de 1929



Conception : LALUBIE G.

Figure 57. Captures et modification de tracé du nouveau réseau hydrographique sur les dépôts de l'éruption de 1929



Conception : LALUBIE G.

L'exception provient de la capture de la Ravine Coudée (figure 57 F), à l'aval de la Coulée de la Rivière Blanche. Entre 1982 et 1988, son bassin versant s'est développé vers l'amont en constituant un nouveau réseau de ravines (appendice 5, § A5- 2.2.2.4, figure A5-14), dont certaines étaient des affluents de la Ravine Falaise Rouge (appendice 5, § A5- 2.2.2.5, figure A5-15). Le bassin versant a progressé de 0,17 km² en 1951, à 0,23 km² en 2004, soit 26 % d'augmentation. A l'exutoire du cours d'eau, cette augmentation rend les écoulements de crue surdimensionnés par rapport à la taille du lit, et particulièrement divagant. Cet accroissement intervient également sur la pente du cours d'eau et son action érosive. La modification de superficie du bassin versant de la Ravine Falaise Rouge, consécutive à la capture est insignifiante face aux modifications constatées sur ce cours d'eau en raison de l'extraction des matériaux volcaniques dans les carrières (§ 6.2 suivant et appendice 8, § A8-3, figure A8-02).

6.2. Des carrières accentuant la divagation des eaux de surface

Les carrières sont exploitées essentiellement pour les dépôts pyroclastiques desquels on extrait du sable et des roches andésitiques (pour le concassage). Elles fournissent presque l'ensemble du marché du B.T.P. de l'île et sont à l'origine d'exportations vers d'autres îles de la région. C'est une activité économique vitale pour l'île et la région mais aggravant largement les risques dits naturels liés au ruissellement.

La carrière d'Ajoupa-Bouillon (figure 59), à la confluence de la Rivière Falaise et de la Rivière Capot, ne perturbe réellement les écoulements superficiels qu'à l'intérieur de sa propre zone d'exploitation. Situées près des deux cours d'eau, ces perturbations n'engendrent aucune menace. Les autres carrières se situent sur la côte caraïbe (figure 59) et leurs impacts sont bien plus préoccupants.

6.2.1. Une exploitation responsable de modifications morphologiques irréversibles accentuant le risque de divagation

Bien que chaque impact morphologique soit localisé dans l'espace, depuis les années 1960, l'ensemble des sites d'exploitation a considérablement remanié les dépôts de la Coulée de la Rivière Blanche. Les mécanismes hydro-géomorphologiques, déjà instables du fait de l'extrême jeunesse des bassins versants (§ 5.2), sont devenus encore plus imprévisibles.

L'impact morphologique majeur concerne la modification du relief et, par conséquent, le détournement des eaux de surface : du ruissellement diffus élémentaire aux écoulements

concentrés dans les talwegs (appendice 8). Les escarpements de taille, tout comme la réalisation de pistes ou la création de surfaces de traitement des matériaux, en raison des énormes travaux de terrassement, ont largement contribué à modifier les lignes de partage des eaux entre les bassins versants de la Coulée de la Rivière Blanche et par conséquent la surface des bassins versants (tableau 11, figure 58, Appendice 8). Deux bassins versants ont même été créés. Nous les avons nommés la Ravine Carrière et la Ravine Discrète pour l'étude. La situation, décrite en 2007 (Appendice 8, § A8-03), est déjà partiellement modifiée puisque les travaux de terrassement sont permanents.

Tableau 11. Surface des bassins versants de la Coulée de la Rivière Blanche

Surface B.V. (km ²)	1951	1982	1988	2000	2004	2007
Rav. Falaise Rouge ¹	0,757	0,645	0,620	0,605	0,605	0,117
Rav. Carrière ¹				0,355	0,335	0,823
Rav. Riv. Blanche ¹	1,6	1,644	1,56	1,279	1,198	(2,3)
Rav. Discrète ¹					0,152	
Rav. Coudée ²	0,17	0,163	0,210	0,232	0,232	
Rav. Nouvelle ²	0,351		0,369	0,324	0,267	
Rav. Petite Martine ²	0,405	0,327	0,429	0,393	0,436	

¹ modifiés par les carrières, ² captures naturelles

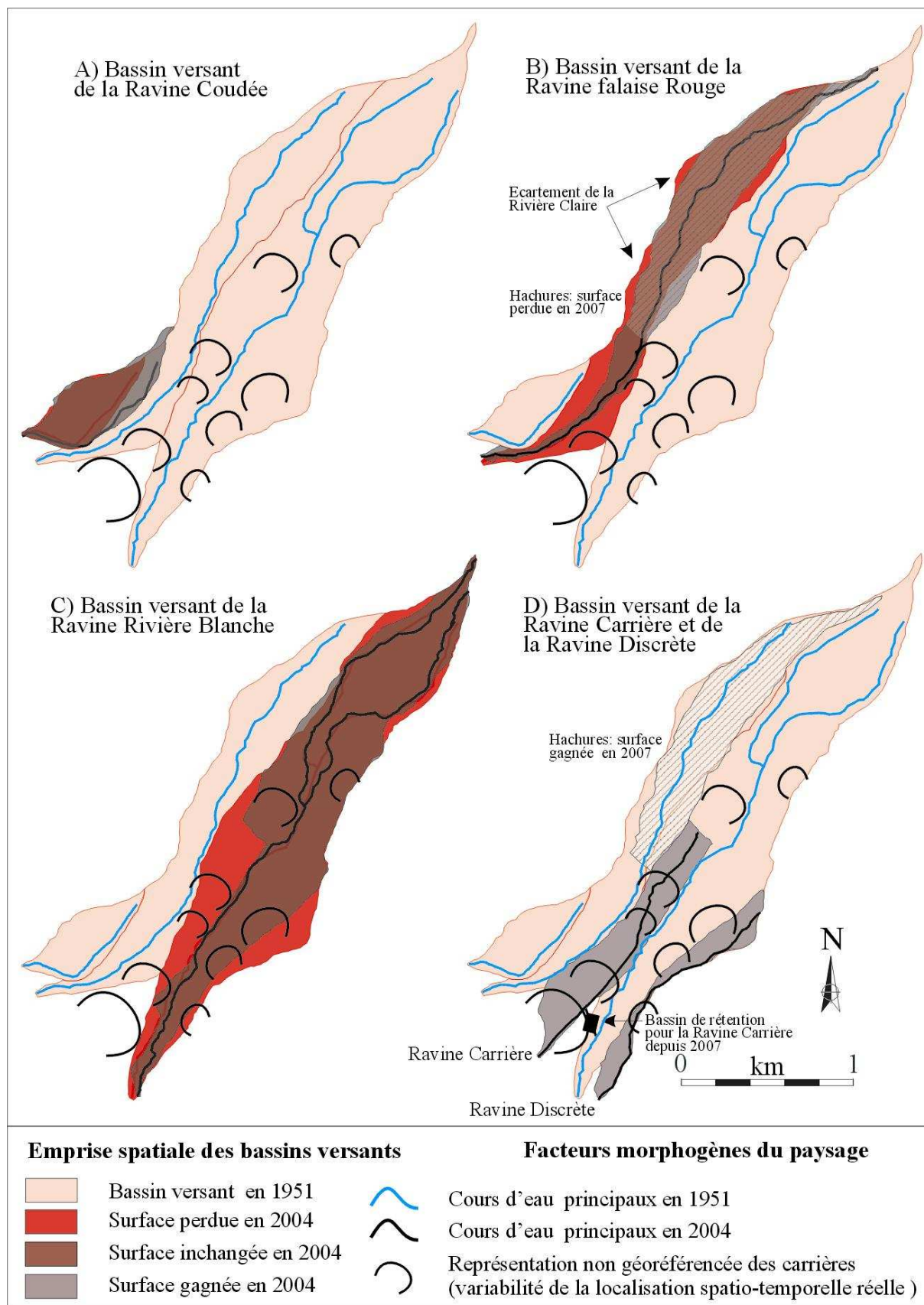
() Transfert de la Ravine Carrière par le bassin de rétention (figure 58, appendice 8, § A8-3)

Source : LALUBIE G. (2007), appendice 8

La formation artificielle des petits bassins versants de la Ravine Carrière et de la Ravine Discrète, alors que leurs lits ne sont pas inscrits dans la topographie, constitue une menace pour les infrastructures à l'aval, durant les écoulements de crue importants. Lors du cyclone Cindy en août 1993, alors que ces deux bassins versants n'étaient pas encore formés, la route avait été détruite sur tout le linéaire d'une zone allant de la Ravine Carrière à la Rivière Sèche. On peut donc considérer que la menace est encore accentuée maintenant que les aires de drainage se sont accrues.

Inversement, la diminution de surface du bassin versant de la Ravine Falaise Rouge et de la Ravine Rivière Blanche contribue théoriquement à diminuer les volumes ruisselés et ainsi limiter les débordements et les divagations. Mais, pour la Ravine Falaise Rouge, sachant que son lit n'est pas matérialisé à l'aval sur la plaine littorale, même si les écoulements sont moindres, les risques d'inondation et de divagation sont toujours aussi importants. D'autre part, pour la Ravine Rivière Blanche trois éléments devraient amplifier les phénomènes d'inondation et de divagation.

Figure 58. Les bassins versants de la Coulée de la Rivière Blanche entre 1951 et 2004



Source : LALUBIE G. (2007)

Tout d'abord, si les eaux de la Ravine Carrière venaient à se déverser dans la Ravine Rivière Blanche, par l'intermédiaire du trop plein du bassin de rétention devant collecter le ruissellement (figure 58, appendice 8, § A8- 3), le lit de la ravine Rivière Blanche deviendrait sous dimensionné par rapport aux écoulements. De plus, le lit, que la ravine s'était creusé à la suite de l'éruption de 1929 ainsi que quelques uns de ses affluents, a totalement disparu suite au prélèvement de l'ensemble de la couche de matériaux historiques, découvrant l'ancien relief enseveli. Le lit de la Ravine Rivière Blanche n'est alors plus marqué dans le paysage. Il est remplacé actuellement par un glaciais de plus de 50 m de large constitué d'anciens dépôts pyroclastiques indurés. La divagation des écoulements de crue est désormais inévitable. Enfin, cette ravine ne possède aucun aménagement pour franchir la route côtière. Les écoulements de crue divagueront sur celle-ci avant de se répandre dans les installations de traitement et de stockage d'une exploitation de matériaux.

L'implantation des installations de traitement d'une exploitation de matériaux a également été réalisée dans le lit de la Ravine Fond Canonville, lequel a été détourné entre 1982 et 1988 (appendice 8, A8- 4, figure A8-04). Ce détournement a été réalisé à l'aide de talus constitués de matériaux non cohérents (cendres, sables et blocs) faisant office de berge. En crue, le cours d'eau ne suit pas cette déviation et divague sur le cône de déjection (Cindy, août 1993). Deux petites ravines ont également été interrompues par cette implantation (appendice 8, A8- 4, figure A8-04), et leurs eaux en crue ne manquent pas non plus de divaguer sur la bordure sud du cône et la petite plaine littorale qui le prolonge latéralement.

Les modifications morphologiques irréversibles provoquées par l'exploitation des carrières, au sein du réseau hydrographique tout comme sur les versants, accentuent largement la désorganisation du ruissellement concentré, déjà peu stable sur les cônes de déjection, comme nous l'avons exposé pour les cours d'eau du flanc Caraïbe, et tout particulièrement pour ceux en formation sur les dépôts historiques. Elles favorisent ainsi la propension des cours d'eau à divaguer à l'aval ; en jouant sur deux leviers :

- la modification de la surface des bassins versants ;
- la disparition des talwegs naturels.

6.2.2. Une exploitation accentuant le charriage des écoulements de crue

Faute de végétation, les eaux qui ruissellent dans la zone d'exploitation des carrières se chargent en matériaux plus facilement que sur un terrain naturel. C'est davantage les vastes zones de traitement et de stockage des matériaux que les escarpements d'extraction (dépôts

pyroclastiques) qui sont responsables de la concentration en solide. En effet, si l'escarpement favorise l'érosion, la fosse de prélèvement au pied des parois de taille réduit les possibilités de transport des matériaux tombés. En revanche, sur les vastes étendues de sol nu résultant des zones remaniées ou des terrassements (pistes, berges...), le ruissellement pluvial diffus se concentre en matériaux, favorisant d'autant l'incision d'un dense réseau de rigoles et la charge du ruissellement concentré.

L'impact des exploitations de matériaux sur la morphologie du réseau hydrographique et son charriage est direct quand l'extraction est réalisée à l'intérieur du lit du cours d'eau (appendice 8, § A8- 1 et A8- 2). Ces travaux d'extraction nécessitent généralement deux types d'intervention :

- le remaniement du lit mineur pour prélever exclusivement les gros blocs ;
- le terrassement du lit mineur et majeur pour édifier des pistes pour les engins ou détourner les écoulements.

La Rivière des Pères, la Rivière Sèche, la Ravine Fond Canonville et la Rivière du Prêcheur (figure 59) sont concernées d'une part, par le remaniement complet du substrat de leur lit et d'autre part, par d'importants déséquilibres apportés tant au profil longitudinal que transversal, avec la création de bassins, de chutes de plusieurs mètres d'amplitude, le détournement des lignes d'eau sur les escarpements des gorges... Les lits présentent alors un aspect chaotique, dont l'ensemble des matériaux remaniés (substrat du lit et berge) peut rapidement former une nappe de charriage, dès le seuil du début d'entraînement franchi.

Nous venons de montrer que le transport solide était accru par l'exploitation des carrières. Or, le prélèvement de matériaux ne permet-il pas de générer un déficit de matériaux pour le cours d'eau et par conséquent son charriage puis en second lieu le recul côtier ? La proportion des volumes prélevés, comme les superficies remaniées sont faibles à l'échelle des bassins versants. Nous avons vu aussi combien ces cours d'eau étaient à capacité maximale de transport en cas de ruissellement efficace. Ainsi, l'influence de ce déficit réel en matériaux, aussi bien sur les versants que dans le lit, paraît donc bien minime face au volume du charriage naturel sur de très courtes périodes, quelques heures. D'ailleurs, l'asphyxie des coraux dans la baie de Saint-Pierre par sur-sédimentation de particules fines (DESSE M. *et al.*, 2003) semble confirmer l'excès de transport solide par le ruissellement. Si un recul côtier est constaté au niveau mondial (ANTHONY E.J., 2005), il est particulièrement rapide sur le flanc Caraïbe du massif de la Montagne Pelée (SAFFACHE P., 1998). Cela est alors à attribuer à l'érosion des dépôts ayant pour origine les coulées pyroclastiques et lahariques historiques. Sous le vent, la dynamique d'érosion marine est simplement moins rapide que sur le flanc Atlantique, où ils avaient totalement disparu à la fin des années 1970

(§ 5-2.1. et appendice 6). L'impact des éruptions nous paraît donc plus marquant que celui des carrières en ce qui concerne le recul côtier du flanc Caraïbe.

6.2.3. Une charte de qualité oubliant les risques liés aux ruissellements

Depuis le Schéma des Carrières de Martinique en 2005 et la prise de conscience des carriers concernant certaines problématiques environnementales, des mesures ont été mises en place pour réduire l'impact sur le milieu, de l'ensemble de la chaîne d'exploitation : de l'extraction sur le site jusqu'à la distribution. L'asphyxie de la population benthique de la baie de Saint-Pierre étant le phénomène marquant le plus les esprits, et conformément à l'objectif 2.2 du Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux révisé de la Martinique, SDAGE (Comité de Bassin, 2008), stipulant de réduire les pollutions industrielles, une des premières recommandations environnementales a été la maîtrise des rejets de matières en suspension des eaux de lessivage des matériaux extraits par la mise en place de bassins de décantation (COMTE J.P. *et al.*, 2004). Concernant le ruissellement, il est recommandé un réseau de dérivation des eaux pluviales autour des sites. Concernant le réaménagement après exploitation, l'accent est essentiellement porté sur la réduction de l'impact paysager (COISY C., 2004a).

Les bassins de sédimentation, généralement situés à l'aval de l'exploitation, sont également présents pour récupérer une partie du ruissellement pluvial des carrières. S'ils jouent leur rôle pour les précipitations courantes, le dimensionnement de ces bassins de sédimentation, souvent partiellement remplis pour le recyclage des eaux de traitement semble alors insuffisant pour amortir les pics de ruissellement accompagnant les épisodes météorologiques extrêmes. De plus, les pistes canalisant les eaux de surface ou encore des talus incohérents faisant office de berges pour le réseau hydrographique se feront également submerger. Ainsi, jusqu'à présent aucun moyen de lutte ne semble être mis en oeuvre pour la gestion de ces ruissellements extrêmes. Les divagations seront inévitables et probablement plus destructrices qu'en 1993 pendant Cindy, en raison de l'augmentation de la surface drainée à l'intérieur des zones d'exploitations (formation de bassin versant).

En revanche, si la présence des carrières accentue largement l'aléa divagation durant les phénomènes hydro-météorologiques exceptionnels, les engins d'exploitation et le savoir faire de leur conducteur en terme de terrassement, contribuent à diminuer la vulnérabilité de la région. En effet, sur place, ils sont généralement les premiers à déblayer ou remblayer les voies de communication et ainsi rétablir la circulation rapidement après le phénomène, au moins pour les véhicules tout-terrain. Les dégâts peuvent être colossaux, la région sera tout

de même une des premières désenclavées. Les dommages en terme de coût pour la société restent cependant très élevés, notamment lors de la reconstruction.

6.3. L'urbanisation des flancs du volcan

Le taux d'urbanisation moyen des bassins versants est très faible, d'environ 1,5 % pour les bassins versants les plus urbanisés (tableau 01). Environ 20 000 personnes (INSEE, 2007) vivent sur les flancs du massif de la Montagne Pelée, ce qui correspond à 5 % de la population globale de la Martinique. Face aux menaces hydro-géomorphologiques, trois types d'habitat se distinguent :

- l'habitat dispersé plus ou moins dense sur les versants est relativement épargné par les menaces hydrologiques extrêmes, mais il peut ponctuellement subir des désordres géomorphologiques ;

- l'habitat des bourgs situés sur les cônes de déjection est sous la menace de la divagation du cours d'eau, mais également sensible au ruissellement pluvial (§ 5.1.2.) ;

- l'habitat dispersé sur la plaine côtière du flanc Caraïbe est menacé aussi bien par les phénomènes hydro-géomorphologiques terrestres de divagation des cours d'eau ou de ruissellement pluvial (si l'imperméabilisation des sols est importante), mais également par les phénomènes hydro-géomorphologiques marins, d'érosion et de submersion.

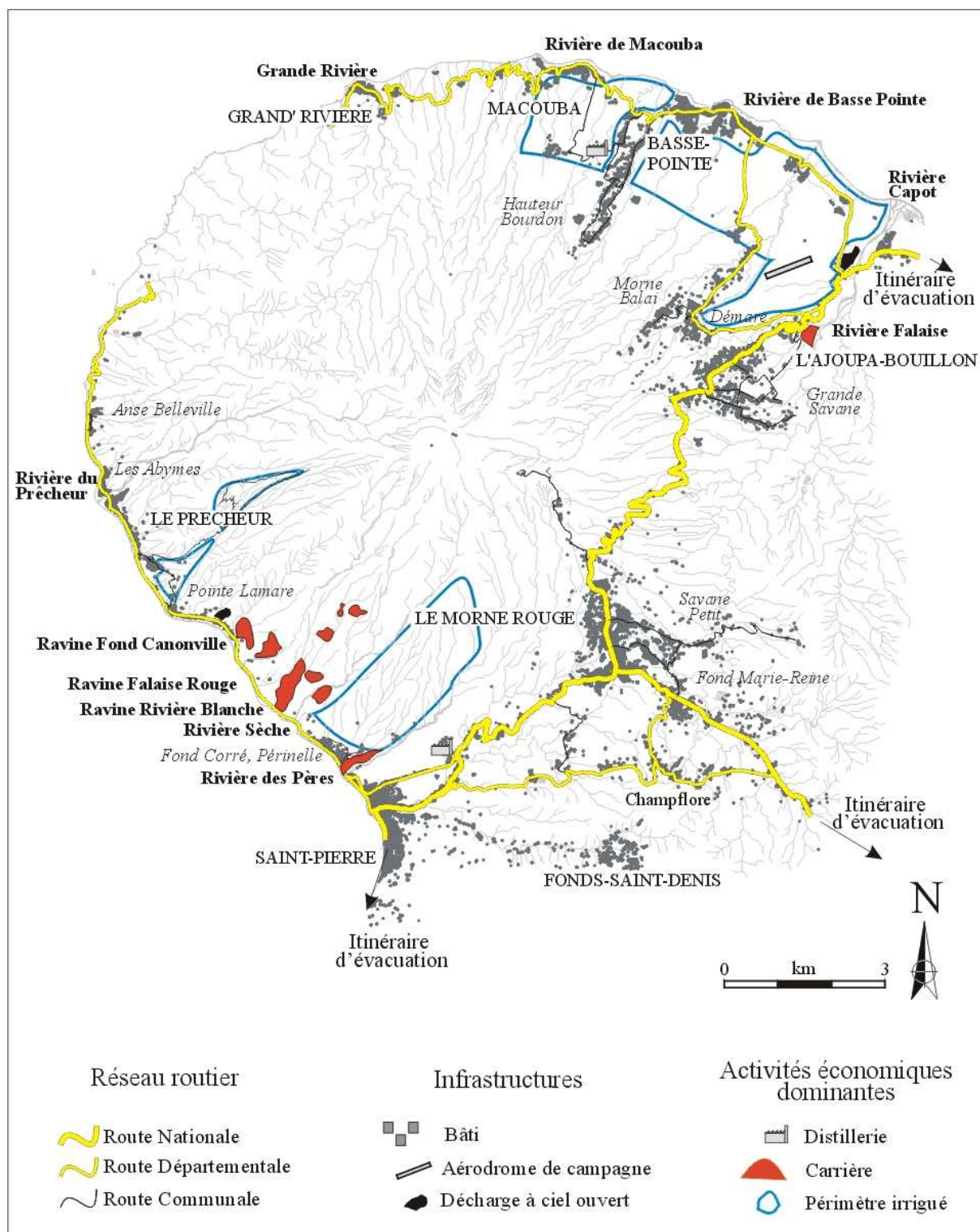
Cependant, certaines situations accentuent encore l'ampleur de ces risques.

6.3.1. La libre circulation des flots entravée dans les zones habitées

Sept bourgs sont répartis tout autour du massif volcanique (figure 59). Les trois bourgs, du Morne Rouge, de l'Ajoupa-Bouillon et de Macouba, se situent sur les plateaux et ne sont pas menacés par les cours d'eau. En revanche, les autres bourgs de Saint-Pierre, du Prêcheur, de Grand'Rivière et de Basse-Pointe ainsi que le Quartier Pointe Lamare se sont développés sur les cônes de déjection de cours d'eau importants, rares surfaces planes (PAGNEY F. 1994).

L'urbanisation des cônes de déjection accentue les risques d'inondation selon des processus agissant simultanément sur l'ampleur de l'aléa et le volume d'enjeux. En effet, la pression urbaine, mais aussi probablement les lahars de 1902 comme nous l'avons expliqué avec l'exemple de la Rivière du Prêcheur (§ 5-2.1.), ont eu pour effet de réduire la largeur du lit mineur et par conséquent sa capacité de transfert.

Figure 59. Les enjeux dans le massif de la Montagne Pelée



Source : LALUBIE G. (2007)

De plus, cette dernière est d'autant plus amoindrie pendant les crues que de nombreux débris végétaux viennent former des embâcles sur les ouvrages de franchissement. L'endiguement du cours d'eau contribue également à favoriser les inondations. Par définition, les digues sont submergées par une crue plus importante que la crue de projet pris en compte pour leur calibrage (VINET F., 2003). De plus et surtout, ces digues empêchent le ruissellement des eaux pluviales de se déverser dans le cours d'eau, l'obligeant à emprunter les rues parallèles aux digues. Ce phénomène sera également accentué par le sentiment de sécurité qu'apportent les digues, ce qui induit de fait la densification des constructions et des infrastructures.

Ainsi, ce ruissellement local qui ne peut se déverser dans le cours d'eau est également freiné et ralenti (TAMRU B., 2002) en raison d'une occupation des sols très dense peu organisée, ce qui contribue à étendre spatialement et temporellement l'inondation. Sur les cônes de déjection, l'aléa inondation, déjà fortement présent (§ 5-1.2.), s'accroît donc par la simple présence des enjeux.

Certains quartiers ou lotissements sont également régulièrement confrontés à des soucis d'évacuation du ruissellement pluvial exceptionnel sur des surfaces entièrement imperméabilisées par les constructions et la voirie. Souvent, pour résoudre ce type de désagrément fréquent, il suffirait d'assurer la continuité du réseau d'assainissement pluvial, plus ou moins existant entre les habitations et les ruelles, et d'entretenir sa fluidité en évitant son encombrement de toutes sortes.

L'imperméabilisation des sols dans les zones d'habitat dispersé est généralement inférieure à 10 % de la surface occupée (observation personnelle). Situé généralement sur les crêtes ou les plateaux, ce type d'occupation du sol n'est pas menacé par le ruissellement pluvial exceptionnel. En revanche, sur le flanc Atlantique, on rencontre quelques constructions installées à proximité des cours d'eau à la faveur des ouvertures et des remblais créés par le tracé de la route. Ces constructions sont particulièrement menacées par l'ensemble des aléas hydro-volcano-géomorphologiques.

6.3.2. Le couple agriculture-lotissement et l'apparition de situations potentiellement catastrophiques

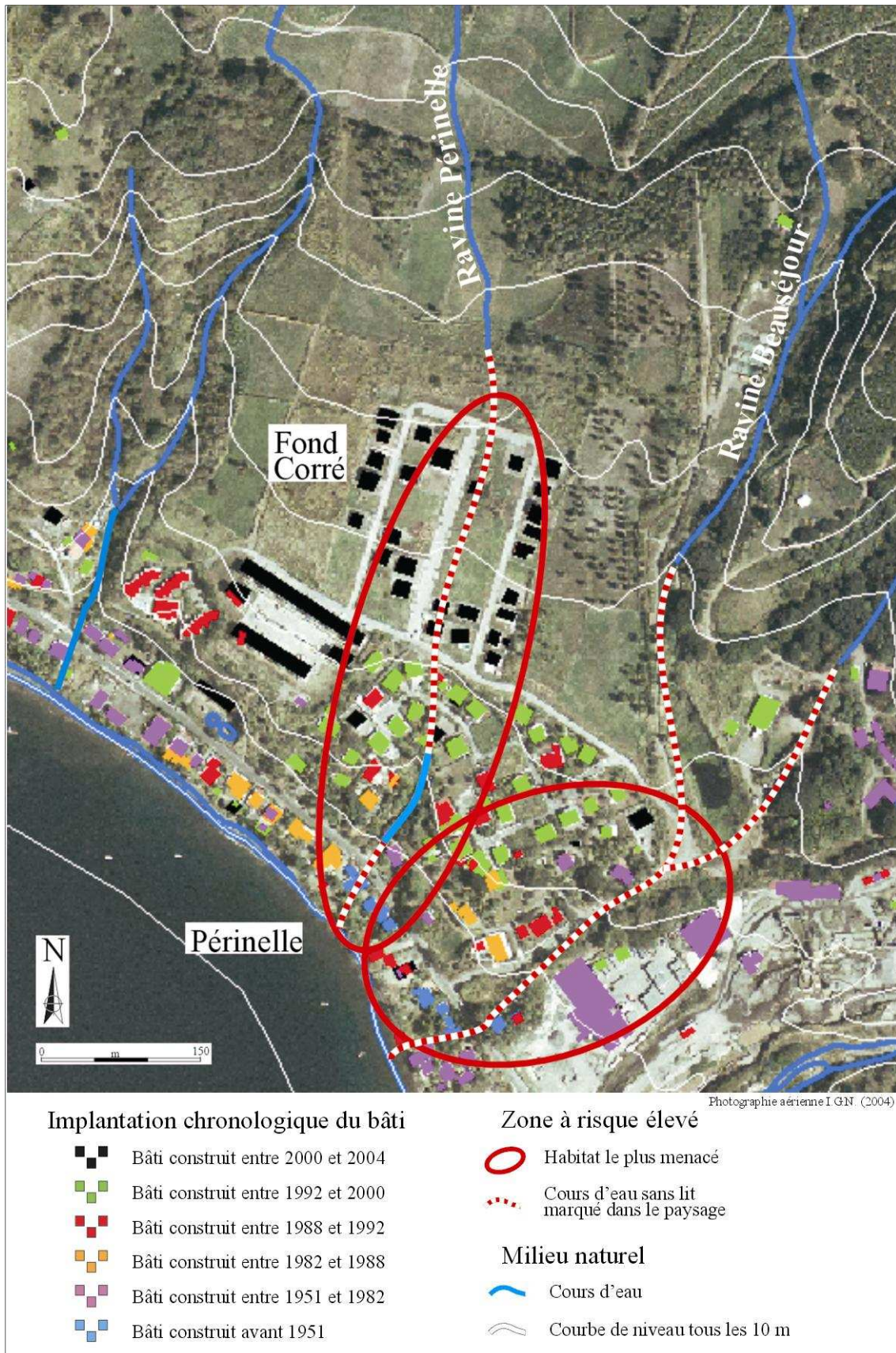
A l'aval des plateaux pentus au sud du flanc Caraïbe, depuis les années 1980, deux lotissements, du nom de Périnelle et de Fond Corré (figure 59), ont été implantés dans la zone de divagation de la Ravine Périnelle (nommée ainsi pour l'étude) et de la Ravine Beauséjour (figure 60). Si ces cours d'eau sont bien marqués en amont du plateau, ils

disparaissent totalement dans les champs situés en amont immédiat des lotissements. Le quartier a été implanté sans le moindre aménagement prévoyant le ruissellement.

Avant l'occupation de ces terres, le lit de ces petites ravines était probablement peu incisé dans le paysage en raison de la présence de dépôts volcaniques très récents et d'une pluviométrie déficitaire. L'utilité de ces ravines, ne coulant que lors des précipitations exceptionnelles (fréquence inférieure à plusieurs décennies), a été rapidement oubliée aussi bien par les gestionnaires de territoire que par la population riveraine. Ainsi, afin d'obtenir des parcelles étendues, planes et mécanisables, les ravines ont été effacées du paysage progressivement au fil des labours successifs, ou spontanément à la suite de travaux de terrassement. Ces grandes surfaces planes sans réseau hydrographique, inscrite NAUC au Plan Local d'Urbanisme (P.L.U., anciennement Plan d'Occupation des Sols, P.O.S.) urbanisable sous forme de lotissements et d'opérations groupées de moyenne densité. Ainsi, ces deux lotissements sont édifiés sur l'ancien tracé du réseau hydrographique. Sur place, nous avons d'ailleurs retrouvé, au milieu du lotissement de Périnelle, les restes d'un ancien lit de ravine, certainement la Ravine Périnelle, au profil transversal en V d'environ 12-15 mètres de profondeur et de 15-20 mètres de large (Planche photographique 11). En amont comme en aval de cette ancienne vallée, des constructions se situent en lieu et place de l'ancien chenal d'écoulement. Le nouveau lotissement de Fond Corré (créé depuis l'an 2000) et le plus ancien, celui de Périnelle, sont donc particulièrement menacés par l'aléa crue éclair et l'aléa divagation.

Ce couple agriculture-lotissement a provoqué la mise en place de situations potentiellement catastrophiques. D'abord les travaux agricoles fond disparaître tous les indices d'une dynamique hydro-géomorphologique, ce qui, dans un second temps, a donné l'illusion d'une zone à l'abri de tout ruissellement favorisant par conséquent l'implantation de logement. En 1993, durant Cindy, la voie d'accès menant au lotissement Périnelle avait été totalement détruite et ravinée par les écoulements de la Ravine Beauséjour, lesquels, faute de lit, avaient en partie emprunté cette route. Nous n'avons pas obtenu de témoignages exploitables sur les conséquences des flots provenant de la Ravine Périnelle durant cette crise.

Figure 60. Les lotissements Périnelle et Fond Corré soumis à un risque élevé



Source : LALUBIE G. (2007)

Planche photographique 11. Des logements en lieu et place du lit de la Ravine Périnelle

A) Construction en amont d'une relique du lit de la ravine



B) Le début de la relique du lit



Talweg

Dépôts pyroclastiques non cohérents

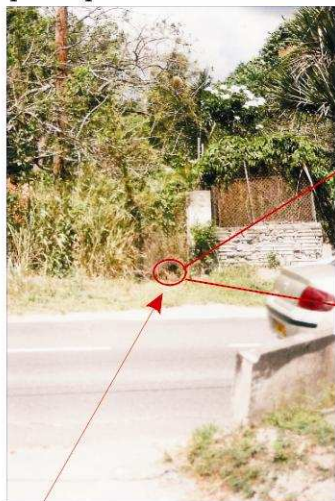
C) Le lit bien marqué en V de 12 m par 15 m



D) Sur la plaine littorale, un mur réduit la capacité de transfert du lit



E) Le lit n'est plus marqué et aucun aménagement n'est prévu pour franchir la route



Le trou dans le grillage indique des écoulements parfois actifs

F) Des logements de plain-pied construits sur le cône de déjection



Photographies: LALUBIE G (2007)

Si la disparition du lit des Ravines Beauséjour et Perinelle est flagrante, l'absence de lit marqué dans le paysage des ravines sèches est pratiquement systématique sur l'étroite plaine côtière du flanc caraïbe. Sur les sols filtrants, ces petits cours d'eau ne coulent que très rarement (lors des précipitations exceptionnelles) et les berges ont tendance à s'effondrer naturellement. Certainement aidés par les riverains, les lits incisés dans la plaine littorale se sont comblés en quelques années. Actuellement, en dehors des lits canalisés entre des berges artificielles, il ne demeure plus aucun indice des lits principaux ou secondaires qui se sont formés pendant Cindy en 1993.

6.3.3. Le franchissement de la route côtière : un facteur aggravant la divagation

La circulation autour de la Montagne Pelée, se fait essentiellement par une route unique à la base du massif, interrompue dans le Conil :

- la route départementale n°10 qui longe le flanc Atlantique ;
- la route départementale n°10 qui longe le flanc Caraïbe ;
- la route nationale n°2 puis n°3 qui relie les deux côtes.

Le massif de la Montagne Pelée est assez peu desservi dans les hauteurs (figure 59). Il n'existe que très peu d'itinéraires secondaires permettant de contourner l'unique route côtière.

Ainsi, chaque cours d'eau du volcan doit franchir cette route, le plus souvent sous un pont, sur un gué pour les ravines sèches du flanc Caraïbe, ou encore à l'intérieur d'une buse pour les petits talwegs. Certains de ces aménagements semblent particulièrement sous dimensionnés ou constituent des obstacles favorisant la mise en place d'embâcle. Les écoulements exceptionnels sont alors bien souvent obligés de traverser ces ouvrages de franchissement en se propageant par dessus la route. Cela pose de réels soucis sur la RD 10 dans la commune du Prêcheur qui longe le rivage. En effet, les aménagements de protection contre la houle (enrochements, digues, murets...) nécessitent parfois des hauteurs supérieures à celle de la route. Ainsi, quand les ouvrages de franchissement deviennent submergés, les écoulements ne peuvent pas aller vers la mer et divagent sur la route parallèlement à la côte atteignant des zones théoriquement non menacées. Globalement, les ouvrages de protection côtière sur la côte caraïbe entre Saint-Pierre et le Prêcheur représentent une réelle contradiction dans la libre circulation des eaux de surface.

De plus, par endroit sur la plaine littorale du flanc Caraïbe, la RD 10 est construite sur des remblais qui forment un barrage pour l'écoulement des eaux de ruissellement. En amont de

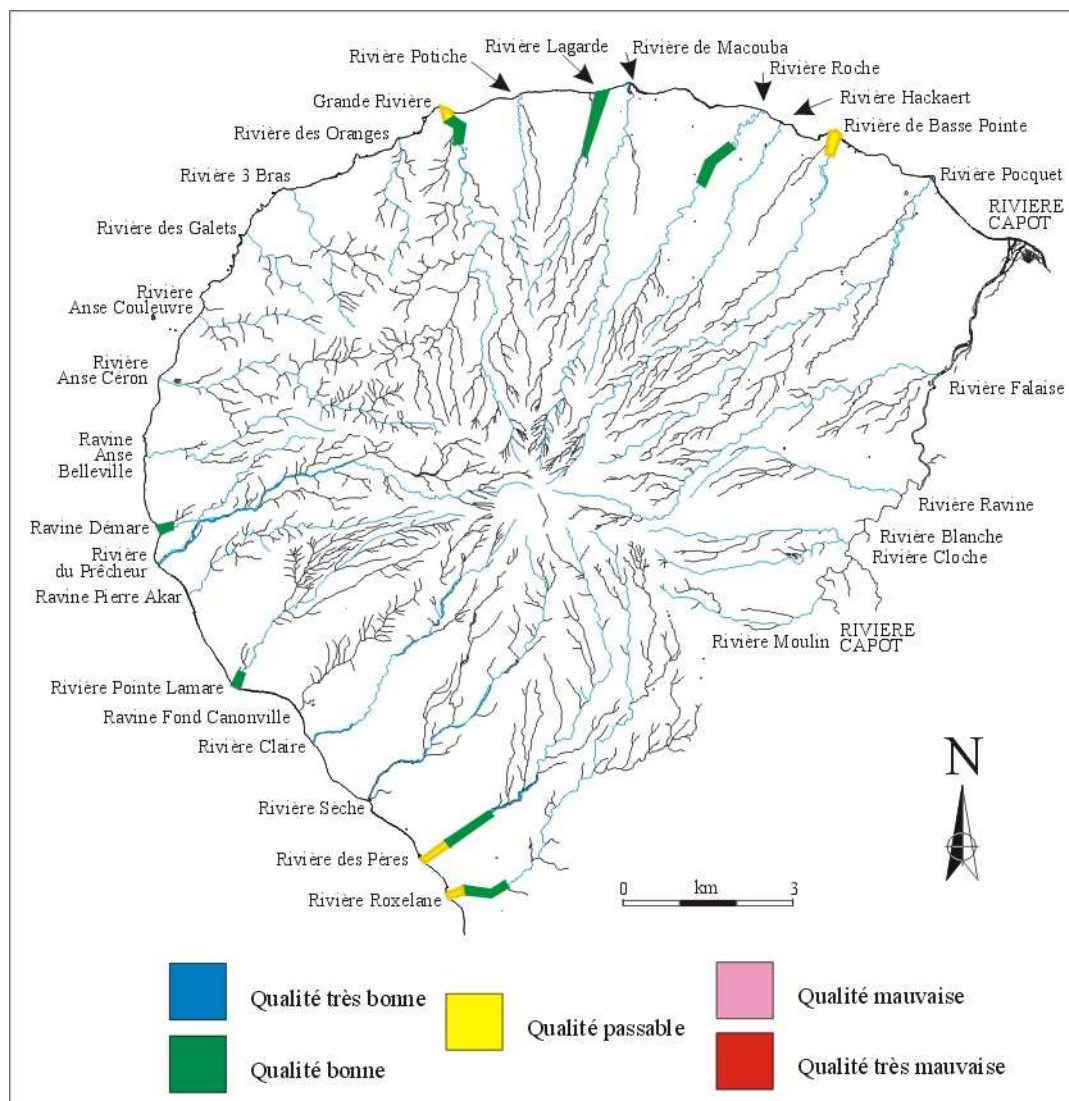
ces retenues artificielles, des espaces plats sont devenus inondables, alors qu'auparavant ils ne devaient pas être autant menacés, en termes de hauteur d'eau, d'étendue spatiale affectée et de fréquence d'inondation. La RD 10 du flanc Caraïbe est donc un facteur aggravant les inondations et la divagation des cours d'eau, notamment par l'intermédiaire des remblais, des ouvrages de franchissement inexistants ou sous dimensionnés, et des protections contre la houle qu'il a fallu édifier entre la route côtière et le rivage. A l'aval de chaque talweg, il conviendrait de prévoir des aménagements adaptés pour faciliter les transferts des flux vers la mer et ainsi éviter certains débordements.

Plus généralement et sur l'ensemble du massif, cette route littorale dégrade l'environnement physique des cours d'eau. Les caractéristiques de l'environnement physique d'un cours d'eau (état des rives, des berges, du lit et du régime hydrologique) sont essentielles dans le fonctionnement de l'écosystème certes, mais aussi dans la capacité à transférer les écoulements des crues. Afin d'analyser la libre circulation des (hautes) eaux, la méthode naturaliste du S.E.Q. physique (Agence de l'eau 1997, 1998) a été appliquée au système hydrographique du massif de la Montagne Pelée (LALUBIE G., 2002b). Elle permet d'évaluer la qualité physique d'un cours d'eau, par une note sur 100, mais également de suivre la dynamique de l'anthropisation dans le temps. La marge d'erreur de la note du S.E.Q. Physique est estimée à 10 % (Agence de l'Eau, 1997).

Remarque : Le S.E.Q. Physique s'intègre dans un Système d'Evaluation de la Qualité (SEQ) global des cours d'eau, comprenant en complément le S.E.Q.-Eau (qualité physico-chimique des eaux) et le S.E.Q.-Bio (qualité de la biocénose aquatique).

Le S.E.Q. Physique reflète bien la qualité physique remarquable du réseau, à l'exception des tronçons aval de quatre cours d'eau (figure 61). Dans l'ensemble, les lits assurent leurs fonctions naturelles de transfert car ils évoluent dans un environnement peu anthropisé. Les quatre tronçons de qualité passable (jaune, entre 40 et 60 sur 100) représentent un pourcentage faible en linéaire (moins de 1 %) et sont représentés en toute logique par les bourgs de Grand'Rivière, de Basse-Pointe et de Saint-Pierre et la carrière de la Rivière des Pères. Cette situation n'évoluera guère car situés dans les bourgs, les espaces riverains seront difficilement rendus aux besoins naturels du cours d'eau. Malgré leurs limites (VINET F., 2003), les protections bétonnées, associées aux curages répétés, s'avèrent alors les solutions les plus directes pour protéger les populations installées. Le bourg de Basse-Pointe reste certainement le centre le plus menacé par le réseau hydrographique autour de la Pelée.

Figure 61. La qualité physique du réseau hydrographique



Source : LALUBIE G. (2002)

Cependant, le S.E.Q. Physique ne paraît pas bien adapté pour les torrents encaissés du massif. La note affectée aux tronçons les plus anthropisés ne pourra jamais descendre en dessous d'environ 50/100 (LALUBIE G., 2002). De plus, une méthode si globalisante ne peut révéler l'amplitude de l'impact de modifications ponctuelles sur ces torrents de taille modeste. Sur le flanc Caraïbe, nous avons vu combien des facteurs anthropiques ponctuels pouvaient agir de manière imposante sur la dynamique torrentielle : or cela ne transparait pas dans la note du S.E.Q. physique. Cette méthode n'est pas non plus naturellement utilisée pour les plus petits talwegs, alors qu'ils représentent une menace réelle lors de phénomènes hydrologiques exceptionnels.

Conclusion : Maintenir la capacité de transfert des cours d'eau

Les modifications ponctuelles du réseau hydrographique sont nombreuses et résultent des conséquences de processus variés, mais dont les facteurs prédominants sont issus de la sphère humaine et dans un ordre hiérarchique inférieur de la sphère hydrologique, volcanologique et géomorphologique. Nous sommes au coeur du système hydro-volcano-géomorphologique. Ces modifications concernent le tracé du réseau hydrographique, la superficie des bassins versants et la capacité de transfert des écoulements du cours d'eau. Nous avons montré précédemment dans le chapitre 4 et 5 que les aléas issus du système naturel étaient nombreux et menaçants : nous venons de voir que le système risque (PIGEON P. 2002) accentuait bien davantage la menace.

Ainsi, il convenait de descendre à une échelle plus détaillée pour saisir l'impact de l'occupation et des activités humaines sur les flux et la capacité de transfert, et par là même, évaluer qualitativement l'ampleur des aléas relatifs aux différents cours d'eau. Cela a également permis de mettre en évidence les potentialités de nuisance de l'ensemble des talwegs du flanc Caraïbe, quelle que soit la superficie de leur bassin versant, mais également de s'apercevoir que les plus petits d'entre eux ne sont généralement pas pris en compte dans les infrastructures et l'aménagement du territoire. Le flanc Caraïbe présente ainsi des aléas exacerbés, lesquels croisent des implantations humaines n'étant généralement pas prévues pour ce genre de phénomènes hydro-volcano-géomorphologiques extrêmes.

Cette situation de risque, déjà préoccupante en période de repos volcanique, ne peut que s'aggraver en cas de réveil de l'édifice et d'autant plus rapidement que le flanc Caraïbe sera le premier concerné par les signes précurseurs de l'entrée en éruption du volcan (appendice 9, § A9-1 et A9-2).

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

Introduction : Les phases pré-éruptives : "*Le réveil du volcan*"

La phase critique (THOURET J.C., 2002) dans la gestion des risques volcaniques (TILLING R.I., 2005) débute avec la détection des premiers signaux géophysiques au sein de l'édifice volcanique, lesquels sont communs à l'ensemble des volcans. Cependant, ils s'expriment avec plus ou moins d'intensité selon les caractéristiques lithosphériques, magmatiques hydrogéologiques et bioclimatiques de chaque édifice volcanique.

Les signes précurseurs du réveil de la Montagne Pelée ont été nombreux en 1902 (figure 13, § 2-1.3). Avec le réseau géophysique complet de l'Observatoire (O.V.S.M.), mesurant en temps réel l'activité sismique, les déformations physiques et des paramètres physico-chimiques, l'entrée en éruption ne passera pas inaperçue.

Les phases pré-éruptives peuvent se résumer par :

- une surpression dans la chambre magmatique générant une crise sismique ;
- l'ascension du magma vers la surface, provoquant des déformations de l'édifice accompagnées de petits séismes et des modifications des paramètres physico-chimiques du système hydrothermal ;
- l'arrivée du magma proche de la surface produisant des explosions phréatiques et phréato-magmatiques et le débordement des aquifères d'altitudes.

Les deux dernières phases pré-éruptives génèrent différents aléas volcaniques parmi ceux reconnus par l'IAVCEI (International Association of Volcanologie and Chemistry of the Earth's Interior) : les retombées aériennes de cendre ; les émanations de gaz ; les lahars ; les glissements de terrain de toute ampleur. Cependant, l'interprétation des mesures géophysiques fait naître une part d'incertitude quant à la nature des aléas pré-éruptifs et à l'évaluation de leur intensité. Ces différences d'appréciation récurrentes (TAZIEFF H. *et al.*, 1990; TAZIEFF H., 1996) rendent très délicate la lisibilité des recommandations officielles (PETERSON D.W., *et al.*, 1988), si les débats s'enveniment publiquement par l'intermédiaire des médias. L'amélioration des connaissances des processus directs ou indirects générés durant les phases pré-éruptives est l'un des outils que l'on peut employer pour réduire ces divergences de jugement cacophoniques.

La vision hydro-volcano-géomorphologique, axée sur les interactions entre les systèmes hydrologique, volcanologique et géomorphologique, paraît donc particulièrement pertinente et intervient dans plusieurs domaines :

- mieux comprendre les signaux délivrés par le volcan durant les phases pré-éruptives et ainsi favoriser l'analyse du diagnostic ;
- mieux caractériser l'ensemble des aléas durant les trois phases pré-éruptives ;
- mieux connaître la vulnérabilité des riverains et des réseaux face aux cours d'eau.

Ainsi, ce regard a une utilité dans la gestion des populations, lesquelles en début de crise volcanique sont essentiellement menacées par l'intermédiaire des cours d'eau. Il doit apporter dans son concours notamment dans la hiérarchisation et la planification des évacuations en fonction de la vulnérabilité des riverains et du réseau routier. Ce volet est d'autant plus précieux que la Montagne Pelée présente une réelle situation d'enclavement pour ses occupants (cf. introduction générale).

7.1. Des modifications morphologiques, aux crues (coulées) dévastatrices

Nous avons étudié les conséquences importantes de l'éruption de 1902 sur le réseau hydrographique et sa dynamique torrentielle (§ 5-2, appendice 5, § A5- 1). Les témoignages et photographies d'époque sur la Montagne Pelée (LACROIX A., 1904), mais aussi les travaux sur des éruptions plus récentes d'autres édifices (KADOMURA H. *et al.*, 1983; LISLE T.E., 1995; PIERSON T.C. *et al.*, 1996, 1998; MAJOR J.J. *et al.*, 1996; SUWA H. *et al.*, 1999; ADICARI Y. *et al.*, 2005; YAMAKOSHI T. *et al.*, 2005; MAJOR J.J., 2003; HAYES S.K., 2002; DAAG S.A., 2003; LAVIGNE F., 2001; LAVIGNE F. *et al.*, 2004, 2005) permettent de comprendre les mécanismes d'érosion responsables de l'évacuation des nouveaux matériaux éruptifs. Cette érosion croissante rend d'abord les crues plus impétueuses avant de générer des lahars quand les apports de matériaux deviennent excessifs par rapport à la capacité de charriage potentielle du cours d'eau.

Les précipitations, mais plus généralement l'ensemble des apports d'eau, comprenant également la condensation des vapeurs, la vidange d'aquifère ou de lac de cratère, ont une action érosive dès la mise en place des premiers matériaux volcaniques (appendice 5, § A5-2.1). De plus, sous certaines contraintes géophysiques internes (séismes, déformations), les mouvements de terrain de masse provoquent la remobilisation des matériaux éruptifs ou plus anciens, contribuant ainsi à des apports de matériaux solides au réseau hydrographique, bien avant l'arrivée du magma en surface. Enfin, suite aux déformations de l'édifice, mais également aux apports accrus de matériaux, les profils de pentes sont déséquilibrés et les

lits des cours d'eau sont en plein réajustements morphologiques. L'ensemble du réseau subit un impact plus ou moins marqué. Couplés avec des phénomènes hydrométéorologiques intenses, les cours d'eau peuvent devenir particulièrement destructeurs en raison notamment de l'exhaussement accéléré du cône de déjection. Certains phénomènes d'érosion, tel le recul des escarpements bordant le chenal de transition du torrent, peuvent également générer des désordres sur le réseau routier et les bâtiments "perchés" sur les versants (LAVIGNE F., 2001).

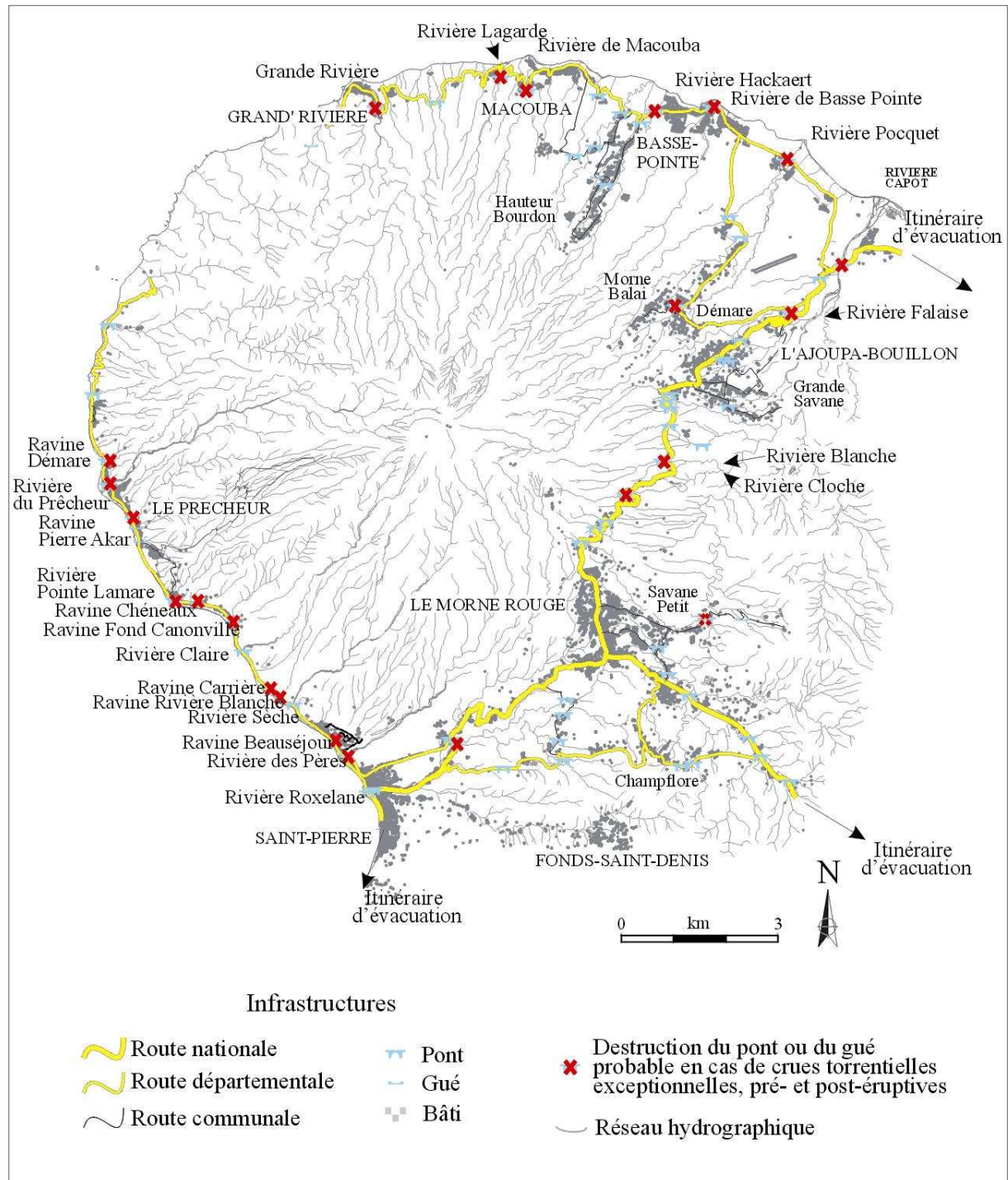
D'autre part, ces modifications morphologiques déclenchent des processus morphodynamiques qui une fois emballés s'entretiennent et perdurent longtemps après l'éruption et jusqu'à l'évacuation de la totalité des matériaux en déséquilibre.

Ainsi, en phase pré-éruptive, pour anticiper les désordres relatifs aux crues particulièrement dévastatrices, l'observation et l'expertise géomorphologique des bassins versants méritent d'être réalisées soigneusement. Sur la Montagne Pelée, ce travail semble d'autant plus pertinent qu'il paraît vital d'anticiper le risque de rupture de l'unique route autour du massif (figure 62). Ce risque de crues dévastatrices relativement modéré face aux préoccupations à caractère purement volcanique, peut facilement être sous-estimé autour de la Montagne Pelée, alors qu'il peut obstruer un ou plusieurs des trois itinéraires d'évacuation terrestre.

Avec l'arrivée des premières projections de matériaux frais (phases phréato-magmatique, puis magmatique) ce risque de crues anormales destructrices est certes encore plus important, mais s'efface progressivement devant la menace des lahars éruptifs mobilisant les premières retombées et empruntant les cours d'eau qui prennent leur source sous le sommet (§ 7-2 suivant et figure 63). Cependant, au cours des éruptions, ces risques torrentiels perdurent pour les cours d'eau qui ne sont pas directement touchés par les projections volcaniques. Les destructions qui leurs sont liées interviennent aussi bien dans les zones d'érosion que de sédimentation. Ces risques induits ont également tendance à passer inaperçus tant les phénomènes éruptifs paroxysmiques directs sont très destructeurs et spectaculaires.

En revanche, ils perdurent tant que le cours d'eau n'a pas retrouvé un semblant d'équilibre (pouvant être différent de celui d'avant l'éruption). Pour les cours d'eau dont les bassins versants ont reçu des matériaux éruptifs, les risques torrentiels sont largement dominés par les lahars, mais quand ces derniers s'estompent, les crues dévastatrices prennent le relais pendant de très nombreuses années, selon l'exemple typique de la Rivière Sèche (§ 5.3.2.3). Cette durée peut être très variable et dépend de l'ensemble des facteurs environnementaux, mais surtout de l'ampleur du déséquilibre de départ.

Figure 62. Un réseau routier marqué par les franchissements d'une multitude de cours d'eau



Conception : LALUBIE G.

L'aléa correspondant aux crues dévastatrices comprend à la fois les crues "*anormales*" pré-éruptives (WESTERCAMP D., 1985) et les crues "*soudaines*" (WALLENSTEIN N. *et al.*, 2007) post-éruptives (ou concernant les cours d'eau non directement affectés par l'activité éruptive). En règle générale, entre ces deux stades, les lahars dominent la dynamique torrentielle.

7.2. Révision de la menace laharique pendant les éruptions

Le risque laharique est prédominant au cours des éruptions explosives des volcans situés en zone intertropicale (LAVIGNE F. *et al.*, 2000). Au cours des éruptions historiques de la Montagne Pelée, l'intensité de l'activité laharique semble en relation avec la magnitude de l'éruption (§ 5-2.1, appendice 6). C'est aux cours des paroxysmes de l'éruption de 1902-1905 que les dégâts provoqués par les lahars ont été les plus importants. Ils concernaient les bassins versants sous le vent et les cours d'eau prenant leur source sous le sommet du volcan. Lors des paroxysmes, des quartiers furent ensevelis, des ponts emportés, des lits exhausés et le trait de côte modifié (figure 43). Pour l'éruption sans paroxysme de 1929-1932, seuls les cours d'eau atteints par les dépôts pyroclastiques ont été concernés par des lahars importants aux effets destructeurs.

Trois types de lahars peuvent être envisagés au cours des éruptions de la Montagne Pelée (WESTERCAMP D., 1985) : les lahars primaires issus des explosions phréatiques ; les lahars chauds prolongeant les dépôts pyroclastiques au fond des vallées ; les lahars d'accumulation (ou d'origine pluviale, LAVIGNE, F., 1998) remobilisant les retombées de cendre dans les bassins de réception. Nous pouvons exclure ceux d'origine glacio-nivale et les lahars de vidange lacustre au moins pour la prochaine éruption. La puissance des lahars et les cours d'eau affectés sont dépendants de plusieurs facteurs qui évoluent constamment durant les éruptions :

- la magnitude (volume émis et dispersion dans l'espace) de l'éruption ;
- les dynamismes éruptifs ;
- les précipitations et les autres apports d'eau ;
- l'ampleur des glissements de terrain provoqués par les déformations et les trépidations de l'édifice.

Cela implique que l'évaluation du risque laharique doit être reconsidérée continuellement en fonction du déroulement et de l'évolution de l'éruption. L'observation et l'évaluation des grands mouvements de terrain activés au cours des phases éruptives paraissent également nécessaires afin d'anticiper les volumes mobilisables tombés dans le réseau hydrographique.

Concernant les prochaines éruptions de la Montagne Pelée, de nombreuses cartes de zonage des aléas volcaniques existent (WESTERCAMP D., 1985; TRINEAU H. *et al.*, 1991; D'ERCOLE R. *et al.*, 1994; STIELTJES L. *et al.* 2001; LEONE F. *et al.*, 2002). Elles sont intéressantes, mais spécifiquement pour l'aléa lahar, elles sont tantôt pas assez détaillées, tantôt trop complexes et elles ne sont pas toujours argumentées. Il semble aussi que certaines cartes sous-estiment l'aléa lahar. Nous nous proposons alors de réaliser sept cartes simples et argumentées (appendice 9) indiquant la probabilité variable des cours d'eau pouvant être affectés par les lahars en fonction des différents types d'éruption rencontrés dans la période récente de la Montagne Pelée (tableau 12).

Tableau 12. Les différentes cartes de l'aléa lahar en fonction du type d'éruption dans l'ordre croissant de la magnitude éruptive (explosivité et volume des matériaux)

Type d'éruption	N° de la carte
-a- Eruption phréatique	figure A9-01
-b- Phase pré-éruptive phréato-magmatique	figure A9-02
-c- Eruption de type "Merapi"	figure A9-03
-d- Eruption ponceuse	figure A9-04
-e- Eruption peléenne	figure A9-05
-f- Eruption plinienne	figure A9-06
-g- Déstabilisation de flanc type "St-Helens"	figure A9-07

Source : Appendice 9

Elles sont établies dans l'hypothèse, admise comme la plus probable, que le futur cratère se situera à l'intérieur de la caldeira de l'Etang Sec (WESTERCAMP D. *et al.*, 1990), et plutôt dans sa partie sud-ouest (scénario I dans WESTERCAMP D., 1985). Ces cartes comportent également l'extension des dépôts volcaniques, que nous avons reprise des cartes de zonages du BRGM (WESTERCAMP D., 1985; TRINEAU H. *et al.*, 1991). Les cartes ont été établies en tenant compte à la fois des retombées de cendres sur les plateaux et versants sommitaux du volcan et des dépôts volcaniques au fond des vallées. Nous avons tenu compte des caractéristiques morphologiques des dix bassins de réception sommitaux (WESTERCAMP D., 1985), et notamment de leur coefficient énergétique (tableau 13), correspondant au produit de la surface réelle par l'angle de sa pente moyenne (surface apparente * $\alpha^\circ / \cos \alpha^\circ$).

Tableau 13. Le coefficient énergétique des bassins de réception sommitaux

Coefficient énergétique	Cours d'eau
C.E. < 10	Rivière Pocquet, Rivière Pointe Lamare
10 < C.E. < 20	Rivière Macouba, Rivière Basse-Pointe
20 < C.E. < 30	Grande Rivière, Rivière Falaise, Rivière des Pères, Rivière Sèche
C.E. > 30	Rivière Claire, Rivière du Prêcheur

Source : WESTERCAMP D. (1985)

Enfin, ces cartes précisent également l'éventuel risque de destruction ou d'ensevelissement des ouvrages de franchissement du réseau routier. En revanche, elles ne spatialisent pas l'étendue probable des surfaces ensevelies, dont la variabilité dépend d'un grand nombre de facteurs relatifs aux conditions éruptives.

Schématiquement, on peut imaginer trois stades d'activité laharique qui évoluent à la vitesse de l'éruption volcanique :

- les premiers lahars de l'éruption au stade phréatique (appendice 9, § A9- 1, figure A9-01), resteront cantonnés dans le lit mineur et ne menaceront d'ensevelissement que les constructions de la zone d'inondation d'"Aléa fort" du P.P.R. du flanc Caraïbe. Si l'activité phréatique devait se prolonger ou s'intensifier, les activités économiques de cette zone, essentiellement représentées par les carrières et l'activité touristique, seront les premières atteintes, en raison des émanations de gaz, des retombées de cendres et des dépôts lahariques qui s'accumulent, ce qui pourrait rendre la circulation routière difficile. Dans l'hypothèse non improbable de petits lahars dans la Rivière Falaise, la production d'eau potable du massif et du captage de Vivé en aval de la Rivière Capot, représentant en tout près de 40 % de la production de l'île, serait probablement déjà perturbée ;

- plus tard dans l'évolution de l'éruption, durant la phase phréato-magmatique (figure 63, appendice 9, § A9- 2, figure A9-02), les lahars déborderont du lit mineur et investiront la zone d'inondation d'"Aléa fort" du P.P.R. des grands cours d'eau du massif. Ces débordements auront pour conséquence la destruction et l'ensevelissement de certains quartiers et de ponts routiers vitaux. Des difficultés se rencontreront pour atteindre les bourgs les plus septentrionaux du massif. Le risque laharique restera toujours prédominant, face aux risques de projections et de retombées aériennes ;

- Si l'éruption se prolonge dans la phase magmatique (appendice 9, § A9- 3 et A9-4, figures A9-03 et A9-04), ou entre en phase paroxysmique (appendice 9, figure A9-05 à A9-07), le risque issu des lahars, encore bien plus considérable, devient secondaire en comparaison des conséquences catastrophiques à grande échelle de l'éruption. Les lahars posséderont la potentialité d'ensevelir l'ensemble des cônes de déjection du massif ainsi que

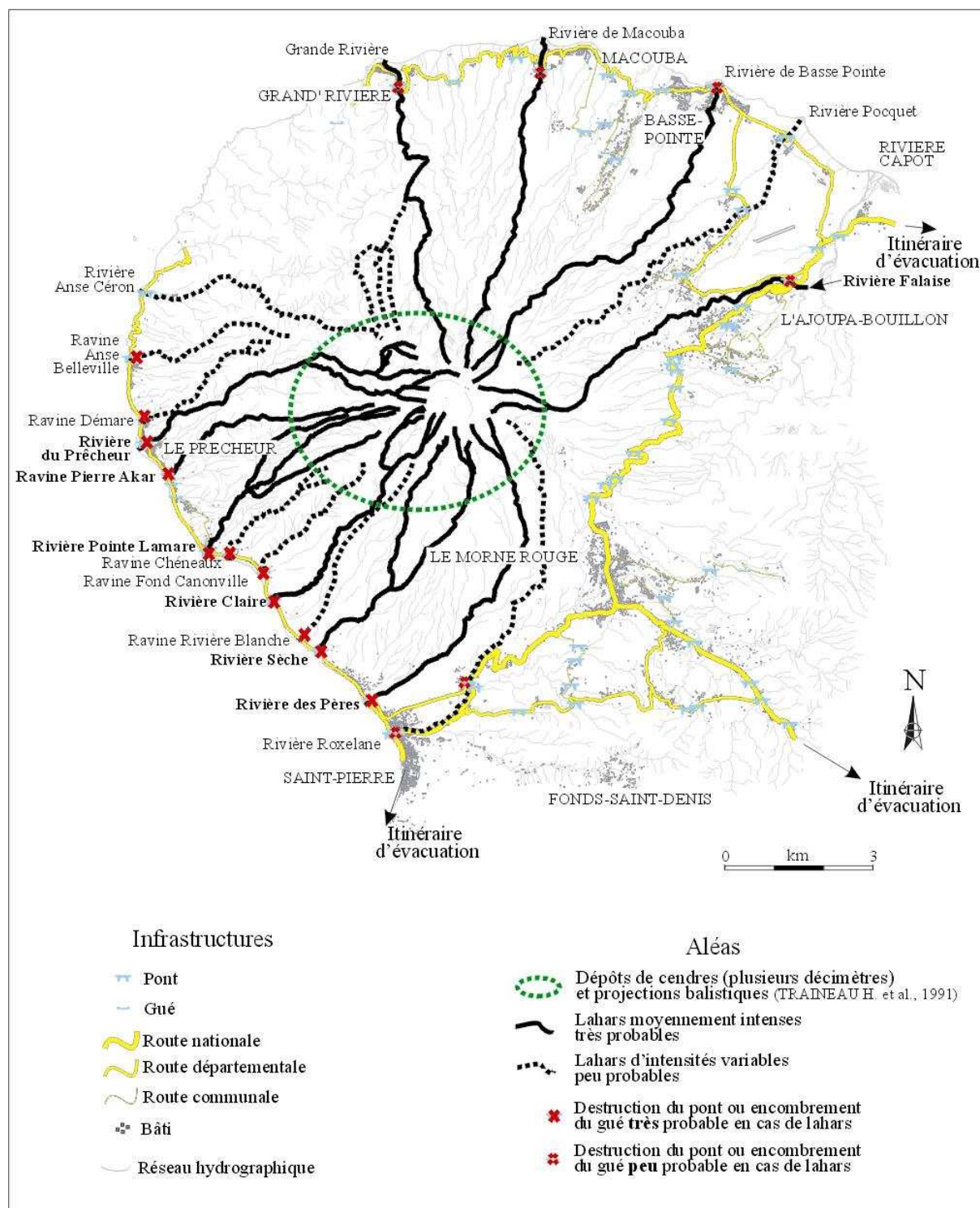
partiellement la plaine littorale du flanc Caraïbe, ce qui concernera environ 10 % de l'habitat et de nombreux ouvrages de franchissement.

La gestion de la crise volcanique à l'échelle de l'île, pour notre exemple ou d'une région pour les volcans continentaux, sera surtout délicate durant la phase paroxysmique ou si la phase magmatique se prolonge dans le temps. En revanche, à l'échelle du volcan, la phase pré-éruptive sera déterminante, notamment dans la gestion de l'évacuation des populations, où les aléas prédominants sont les crues soudaines dévastatrices (§ 7.1) et les lahars.

De l'ensemble de ces cartes, celles ces cartes du début de l'éruption (phase phréatique, appendice 9, figure A9-01 ; phase phréato-magmatique, figure 63) sont importantes, pour la gestion des évacuations et l'établissement d'itinéraires "sûrs". Les cours d'eau du flanc Caraïbe sont largement les plus concernés en début d'éruption par des lahars volumineux dévastateurs, ou plus probablement par une succession de lahars modestes qui pourront déjà couper l'unique route autour de la côte et ainsi compromettre l'évacuation des biens et des personnes par voie terrestre. A ce titre, le risque de rupture du gué de la Rivière des Pères, cours d'eau à l'entrée du flanc Caraïbe, intervient très tôt dans la crise volcanique (LEONE F. *et al.*, 2002), en raison de l'infrastructure inadaptée et d'un coefficient énergétique important (WERTERCAMP D., 1985). Si l'évacuation maritime, bien qu'inadaptée pour les biens, peut s'envisager sur la côte caraïbe, sous le vent, elle devient très délicate sur la côte atlantique, avec en condition normale une houle supérieure à 1,5 mètres. A ce titre, le nouveau port de Grand Rivière en construction, deviendra un outil fort précieux pour l'évacuation des populations nord atlantique par mer. Pour les éruptions magmatiques peléennes et ponceuses, il se peut que le bourg d'Ajoupa-Bouillon et le quartier Morne Ballai (commune de Basse-Pointe), sans accès à la mer, soient totalement isolés à la suite de ruptures du réseau routier par les lahars (appendice 9, § A9- 4 à A9- 6), mais également par les mouvements de terrain très nombreux (LEONE F. *et al.*, 2002). Même s'ils ne seront pas concernés par l'activité éruptive directe, l'accès à ces lieux au cours de l'éruption sera délicat.

Cette réflexion axée essentiellement sur les activités géomorphologiques du volcan permet de mettre en relief cette menace pré-éruptive, généralement diluée à l'intérieur des travaux sur les risques volcaniques. Pourtant, sur la Montagne Pelée en particulier, en raison de sa situation d'enclavement, la menace laharique, mais également celle des crues dévastatrices (§ 7.1) prennent un caractère essentiel et dominant dans la gestion de la crise sur le massif. L'évacuation des biens et des personnes vivant sur l'édifice ne se fera donc pas uniquement en fonction du caractère menaçant du volcan. Il faudra également anticiper les évacuations par rapport à la quantité de matériaux neufs et instables reposant sur les versants et à la destruction du couvert végétal.

Figure 63. Les cours d'eau probablement atteints par les lahars en phase pré-éruptive (phréato-magmatique)



Conception : LALUBIE G.

En premier lieu (appendice 9, § A9- 1, figure A9-01), le danger concernera probablement des habitants de la côte caraïbe qu'il faudra évacuer très rapidement. Puis, dans un second temps les populations du nord atlantique seront évacuées en fonction de la montée en puissance et/ou du prolongement dans le temps de l'éruption phréatique (figure 63, appendice 9, § A9- 2). Au stade phréato-magmatique, face à l'incertitude devant l'évolution probable de l'éruption vers un stade paroxysmique, et non plus uniquement de l'activité laharique, l'ensemble de la population du massif devra être évacué, ainsi que celles des communes limitrophes du Lorrain, de Fond-Saint-Denis et du Carbet (LESALES T., 2006). En cas de paroxysme, quand les cendres recouvriront en quantité non négligeable les massifs montagneux au sud du volcan, des Pitons du Carbet et du Morne Jacob, la production d'eau potable sera le premier souci sur l'île en raison des lahars empruntant les cours d'eau producteurs.

Une note positive subsiste tout de même : les bassins versants du volcan, de tailles réduites et très accidentés ne favorisent pas le stockage des matériaux instables. Par conséquent, la production de lahars phénoménaux pouvant engendrer des tsunamis majeurs pour le littoral de l'île semble assez peu probable. Seule, une vidange brutale du lac de cratère (le 5 mai 1902, appendice 6, § A6- 2.1.2, mais impossible actuellement) est susceptible de produire des vagues importantes, mais assez peu destructrices face aux houles cycloniques, deux à trois fois plus élevées.

Cette révision du risque laharique, rehausse généralement la menace de l'aléa pour les différentes phases volcaniques. Elle a également permis d'insister sur l'importance et la nécessité d'anticiper au mieux les lahars et les crues soudaines de la phase éruptive phréatique pour gérer l'évacuation des populations vivant sur les pentes du volcan. L'activité phréatique d'un volcan étant, par définition, liée à son système hydrogéologique, l'étude de ce dernier permettra certainement d'apporter des éléments dans la gestion de ces risques hydro-volcano-géomorphologiques.

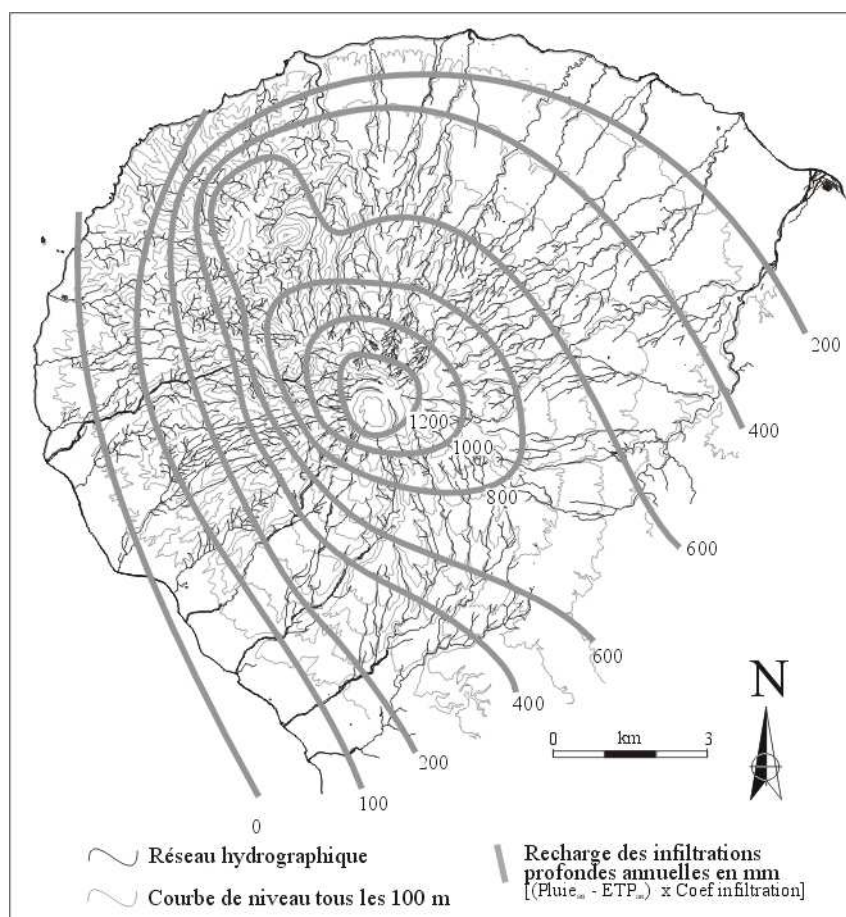
7.3. L'hydrothermalisme au service de la surveillance du volcan

Doit-on connaître l'ensemble des résurgences thermales du massif ?

La recharge hydrogéologique du massif se fait surtout en altitude, autour du sommet du volcan et sur les Pitons du Conil (figure 64). La nature des dépôts volcaniques, rencontrés par les eaux infiltrées, conditionne le devenir des eaux souterraines : une partie ressort dans le réseau hydrographique par un réseau de sources froides peu minéralisées, et une autre s'enfonce dans l'édifice et se fait réchauffer, aussi bien par des fluides chauds (eau, vapeur,

gaz), que par la chaleur des roches encaissantes en profondeur (WESTERCAMP D., 1985). Sous l'action de l'augmentation de pression, consécutive au réchauffement, les eaux souterraines profondes, devenues "*thermales*", remontent vers la surface et viennent alimenter les eaux superficielles par des résurgences et/ou les nappes phréatiques.

Figure 64. La lame d'eau annuelle infiltrée sur le massif de la Montagne Pelée



Conception : LALUBIE G.

Assurant la communication entre les profondeurs du volcan et la surface, le système hydrothermal apporte des éléments concernant la surveillance volcanique (ALLARD. P., 1994) mais également concernant d'éventuelles zones de fragilité dues à l'altération des dépôts (LEFRIANT A., 2001).

Le décalage entre les sources citées dans la littérature scientifique et nos propres constats sur le terrain est important. Les connaissances actuelles semblent bien parcellaires. Ceci s'avère manifeste aussi bien pour le massif de la Montagne Pelée que pour la Martinique. Est-il nécessaire de connaître l'ensemble des résurgences thermales du volcan ? Outre le besoin de satisfaire une curiosité scientifique, moteur prédominant de ce travail, nous

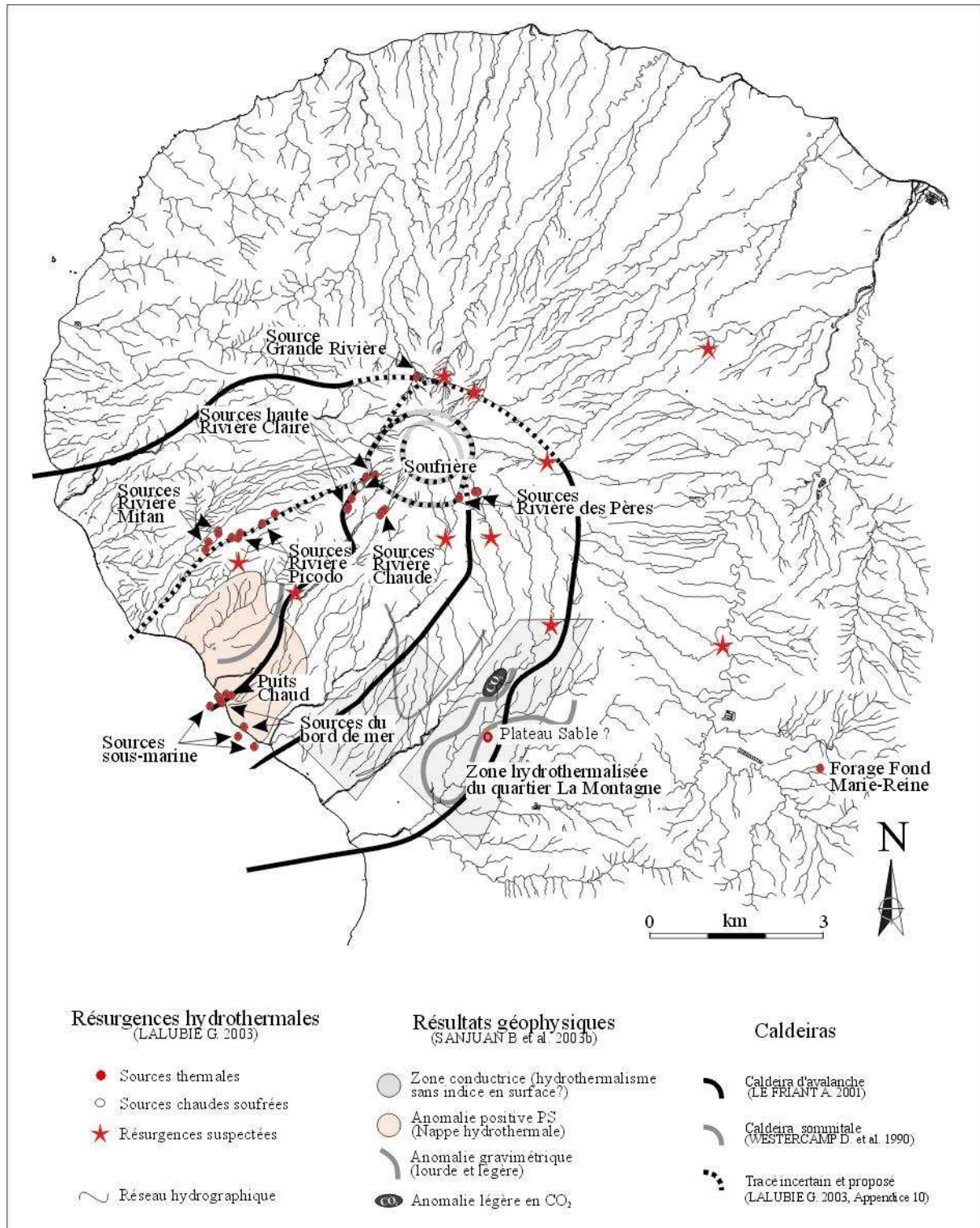
pouvons nous contenter de rappeler la nécessité de connaître son environnement comme base de toutes réflexions sur celui-ci.

L'argument majeur en faveur de l'inventaire des résurgences hydrothermales semble cependant intervenir dans le domaine de la surveillance volcanique : à la fois dans la surveillance géochimique de l'activité du volcan et dans la prévention des lahars primaires durant les éruptions phréatiques (appendice 9, figure A9-01). Il nous est donc apparu nécessaire d'entamer un inventaire des résurgences thermales non documentées du massif de la Montagne Pelée, mais dont nous avons connaissance ou dont nous possédions des témoignages même sommaires. En collaboration avec le BRGM, nous avons pu réaliser le prélèvement, les mesures et les analyses physico-chimiques de certaines de ces sources, dont les résultats étaient inédits (appendice 10, SANJUAN B. *et al.* 2003 b, LALUBIE G., 2003).

7.3.1. Une nouvelle carte des sources chaudes améliorant la connaissance du volcan

La nouvelle carte des sites hydrothermaux du massif de la Montagne Pelée (figure 65) permet d'étendre géographiquement la zone thermique jusqu'alors admise (BARAT A., 1984; TRAINEAU H. *et al.*, 1989; ZLOTNIKI J. *et al.*, 1998). En effet, elle est maintenant plus étendue sur le flanc ouest et se situe également sur le flanc nord. La concordance entre les résurgences et les rebords de caldeira est frappante (LALUBIE G., 2003) et le devient d'autant plus si l'on se permet de déplacer le tracé de D2 d'une crête par rapport à celui de LEFRIANT A. (2001) d'une part et de déporter de quelque peu le tracé "*incertain*" enfoui sous les dépôts sommitaux (figure 65 à comparer avec la figure 34). Cela pourrait ressembler alors à une circulation hydrothermale essentiellement intra-caldeirique au réservoir hydrothermal moins profond que celui du modèle de TRAINEAU H. *et al.* (1989). Il paraît en effet assez probable, mais pas exclusif, que les remontées de fluide chaud empruntent préférentiellement les discontinuités géologiques plus ou moins verticales des effondrements de flancs ou sommitaux. Il paraît tout autant probable que les aquifères d'eau chaude se situent sur le plancher des caldeiras d'avalanche (ZLOTNICKI J. *et al.*, 1998), composé par les coulées massives ou indurées de l'édifice ancien, surmontées d'un horizon d'altération.

Figure 65. Etat des connaissances des sites hydrothermaux existants ou suspectés de la Montagne Pelée



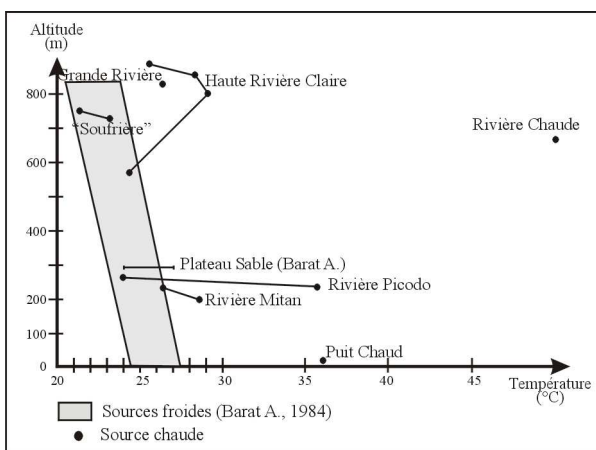
Conception : LALUBIE G.

Quatre systèmes de sources thermales ont été définis (SANJUAN B. *et al.* 2003 b) :

- les sources de la Rivière Chaude alimentées par un réservoir à 200 °C, dont une part des eaux circule à l'intérieur des dépôts pyroclastiques récents vers la mer ;
- les sources de la Rivière Mitan et de la Rivière Picodo, alimentées par un réservoir à 150 °C, lequel subit des infiltrations d'eau de mer lors de la remontée du fluide ;
- les sources de la Rivière Claire, alimentées par des eaux douces superficielles réchauffées par des gaz magmatiques ou de la vapeur ;
- la source de Grande Rivière, alimentée par des eaux douces superficielles réchauffées par de la vapeur riche en CO₂.

La source de Plateau Sable se situe sur la cicatrice d'effondrement de flanc D1 et D2 (figure 65). Elle est classée comme source froide minéralisée au faciès chloruré calcique (BARAT A., 1984). Il ne serait pas improbable que cette source froide soit légèrement contaminée par des remontées hydrothermales. D'ailleurs, on peut relever que quelques valeurs de température, mesurées par BARAT A. dépassent son propre gradient thermo-altimétrique (figure 66). Des analyses chimiques et isotopiques poussées permettraient d'infirmer ou de confirmer cette hypothèse.

Figure 66. Gradient thermo-altimétrique des sources de la Montagne Pelée



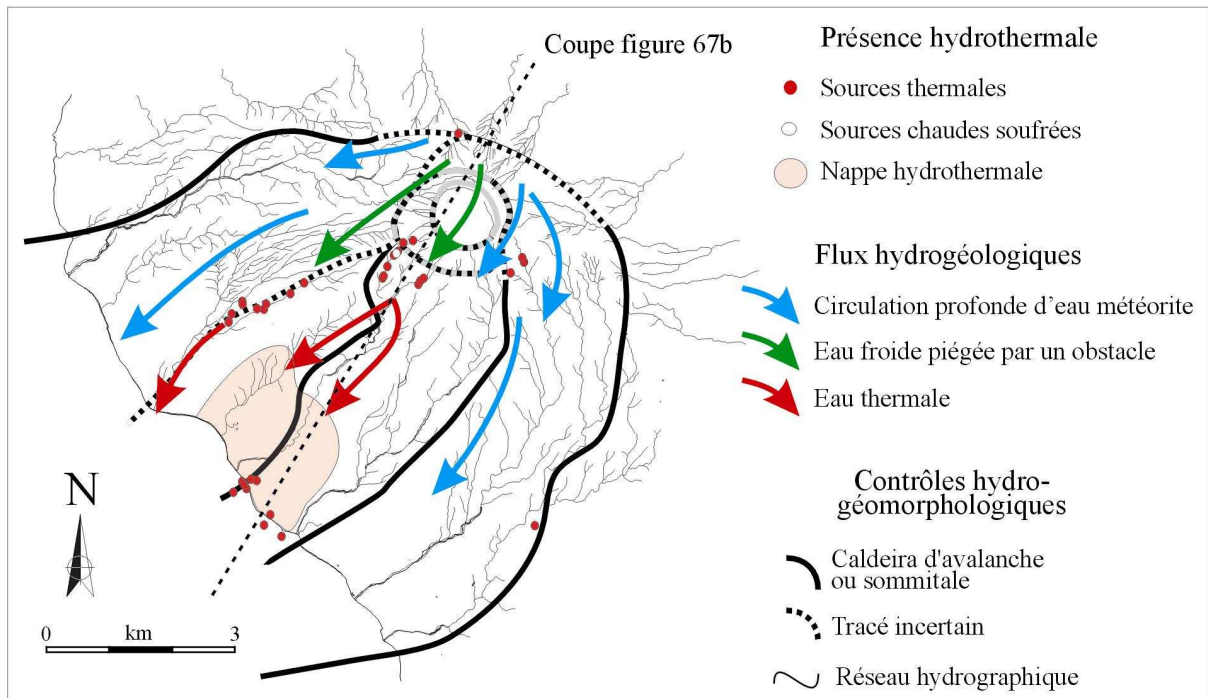
Conception : LALUBIE G.

En cas de confirmation, cela soutiendrait plutôt la thèse d'aquifères chauffés au-dessus du plancher de la caldeira d'avalanche (ZLOTNICKI J. *et al.*, 1998) se déplaçant latéralement le long cette discontinuité horizontale.

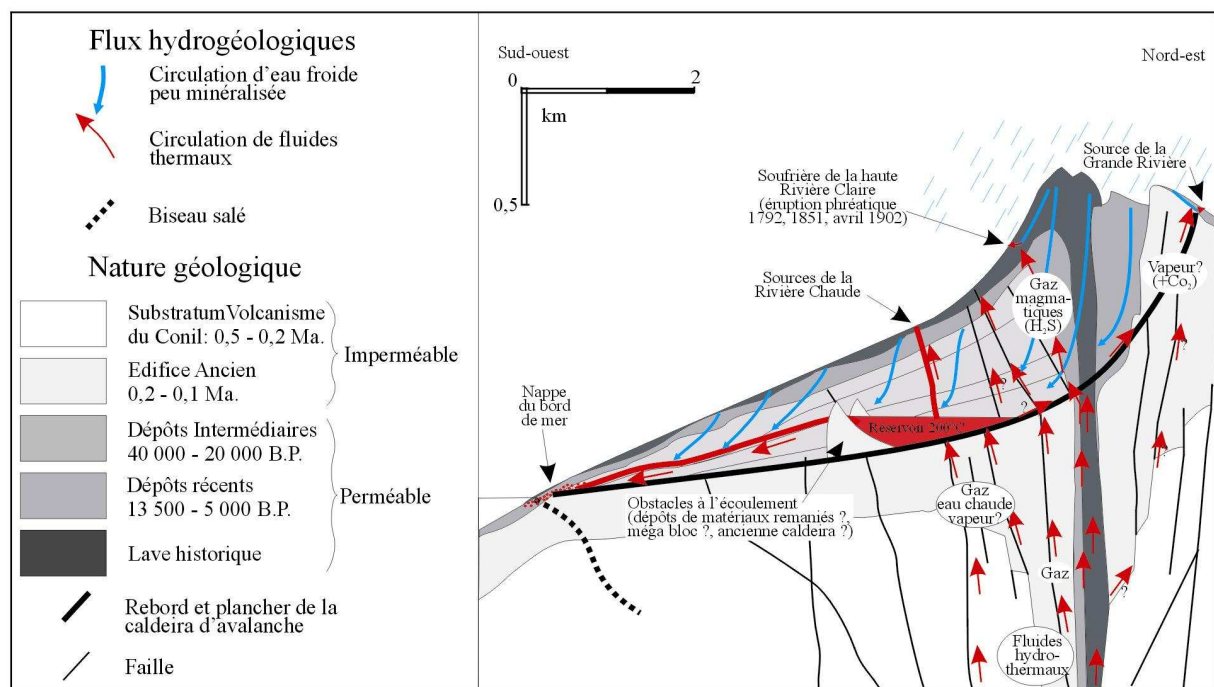
La circulation hydrogéologique des précipitations à l'intérieur des caldeiras d'avalanche (figure 67 A, appendice 10, § A10- 7) et la proposition d'un modèle théorique de la circulation hydrothermale au sein du massif de la Montagne Pelée (figure 67 B), ne sont qu'une vue de l'esprit ayant une certaine cohérence entre les modèles proposés (TRAINEAU H. *et al.*, 1989; ZLOTNICKI J. *et al.*, 1998). D'autres hypothèses, notamment concernant les voies de circulation des fluides hydrothermaux, les profondeurs réelles, ou l'existence d'un réservoir plus profond, etc., peuvent également être invoquées. Il manque encore beaucoup de données scientifiques pour confirmer ou infirmer une telle organisation du système hydrothermal du massif.

Figure 67. Proposition d'un modèle conceptuel de la circulation hydrogéologique et hydrothermale au sein de la Montagne Pelée

A) Circulation hydrogéologique



B) Proposition d'un modèle conceptuel



Conception : LALUBIE G.

D'après : BARAT A. (1984); TRAINÉAU H. *et al.* (1989), ZLOTNICKI J. *et al.* (1998) et SANJUAN B. *et al.* (2003b) modifiés

Le système hydrothermal de la Rivière Chaude est assez équilibré. Son réservoir profond et excentré par rapport au conduit magmatique limite les risques de sa vaporisation (BARAT A., 1984; ZLOTNICKI J. *et al.*, 1998). De plus, la dissolution des gaz magmatiques dans le réservoir permet l'évacuation en continu de la chaleur interne de volcan atténuant par ailleurs les risques de surchauffe dus à un colmatage de conduit fumerolien. La Montagne Pelée ne produirait donc des éruptions phréatiques qu'assez rarement, essentiellement lors d'ascensions de magma (BARAT A., 1984).

Les sources de la haute Rivière Claire riches en éléments soufrés (SANJUAN B. *et al.* 2003 b) semblent être réchauffées par des gaz magmatiques. Dans notre cadre de mitigation des risques hydro-volcano-géomorphologiques, ce nouveau lien mis en évidence avec les profondeurs du volcan (SANJUAN B. *et al.*, 2003b; LALUBIE G., 2003) mettent en évidence le caractère primordial de la "soufrière" de la haute Rivière Claire (appendice 10, § A10- 2) dans la surveillance géochimique du volcan.

7.3.2. L'amélioration de la surveillance géochimique du volcan

Actuellement, le même système hydrothermal de la Coulée de la Rivière Blanche est surveillé à deux endroits différents par l'Observatoire de la Montagne Pelée : aux sources de la Rivière Chaude et au Puits Chaud au bord de mer (figure 65).

Le système hydrothermal de la Haute Rivière Claire est plus ou moins indépendant (SANJUAN B. *et al.* 2003 b). Or, c'est dans celui-ci, que se sont produites les éruptions phréatiques de 1792 (probablement) et de 1851. La haute Rivière Claire a aussi été le lieu de phénomènes phréatiques au début de l'éruption de 1902. Nous n'avons pas de précision détaillée sur ces phénomènes pour l'éruption de 1929. Ce lieu hydrothermal est donc sensible aux augmentations de température à l'intérieur de l'édifice. L'analyse chimique des eaux thermales confirme que les émanations de gaz volcaniques, en provenance de la chambre magmatique par un réseau de failles, réchauffent les eaux d'infiltration superficielle (SANJUAN B. *et al.*, 2003b). Sur le site, les émanations concentrées de H₂S à proximité des orifices suintants recouverts de dépôts blancs nous laissaient déjà envisager cette hypothèse dès 2001 (appendice 10, § A10- 2). Dès lors, on peut penser que, suite à des perturbations intervenant dans la chambre magmatique, tant thermodynamiques que chimiques, les premières manifestations en surface se produisent à la "soufrière" de la haute Rivière Claire.

Ce lien, jusqu'à présent le plus direct avec la chambre magmatique, mérite d'être exploité pour plusieurs raisons :

- déceler précocement les variations de conditions dans la chambre magmatique et ainsi augmenter les délais de préparation à la crise ;
- éventuellement mieux comprendre les petites crises sismiques qui se produisent régulièrement sous l'édifice (1985, 2000, 2009) et donc de les différencier d'une réelle entrée en éruption ;
- améliorer le diagnostic des éruptions phréatiques pour mieux anticiper leur évolution et diminuer peut-être les polémiques regrettables.

Pour ces raisons, il pourrait s'avérer fort intéressant de mettre en place un protocole de surveillance de la zone où il conviendrait :

- de localiser de manière plus exhaustive toutes les résurgences et d'analyser les eaux thermales dans l'ensemble des quatre sites de résurgence (appendice 10, § A10- 2, figure A10-01) pour comprendre le fonctionnement général du système et les différences physico-chimiques entre les résurgences ;
- de sélectionner des sites de prélèvements et de mesures des eaux thermales et des gaz, pour une reproductibilité des analyses ;
- de réaliser un suivi biannuel, de manière à connaître les caractéristiques physico-chimiques des fluides et de déterminer les valeurs planchers, correspondant à l'activité endormie du volcan ;
- puis, en cas de réaction d'une des méthodes de surveillance volcanique (dont celle-ci), il conviendrait alors de se rendre rapidement sur place pour évaluer (ou infirmer) les éventuelles modifications chimiques.

Si on espace les prélèvements selon un pas de temps trop élevé, il y a une grande probabilité que la méthode ne serve qu'à confirmer les autres procédés de surveillance. A l'opposé, plus les prélèvements seront rapprochés et plus ils seront à même de prévenir des premières modifications dans la chambre magmatique. L'éloignement du site reste un obstacle dans la réalisation d'une telle surveillance. Il n'est pas insurmontable, car le bivouac aux deux tiers du parcours est une aide précieuse, notamment lors des prospections souvent longues, car il faut dégager et nettoyer les nombreuses sources avant de les sonder. De plus, il est également possible d'effectuer la descente dans la journée, si on ne réalise qu'un ou deux prélèvements, avec l'expérience de la répétition. Il y aurait aussi éventuellement la possibilité d'ouvrir une trace permettant de rallier les points de prélèvement, sans entreprendre l'intégralité de la descente de la Haute Rivière Claire.

L'analyse physico-chimique des fluides en relation avec la chambre magmatique est donc une aubaine pour la surveillance géochimique du volcan. La surveillance volcanique s'en trouverait renforcée et serait davantage pertinente.

7.3.3. La prévision des lahars d'origine hydrogéologique pendant les éruptions

Lors de l'ascension du magma, il se peut que certains aquifères superficiels remontent avec le gradient thermique et débordent en se déversant dans les cours d'eau par l'intermédiaire des résurgences thermales latérales à l'édifice (BARAT A., 1984, WESTERCAMP D., 1985; WADGE G. *et al.*, 1988). Ce phénomène fut observé durant les éruptions phréatiques de 1797-1798 et de 1836-1837 à la Soufrière de Guadeloupe et en 1995 à Montserrat, au début de l'éruption de la Soufrière Hills (KOMOROWSKI J.C. *et al.*, 2005). Ces apports d'eau, s'ils sont assez instantanés et importants, ou encore corrélés avec des précipitations intenses, peuvent engendrer des lahars, nommés primaires (WESTERCAMP D., 1985), mais à ne pas confondre avec l'ensemble des lahars syn-éruptifs (LAVIGNE F. *et al.*, 2000), également communément nommés primaires. Nous pourrions classer ces lahars d'origine hydrogéologiques

En 1902, les cours d'eau du flanc Caraïbe ont été affectés par les premiers lahars de l'éruption (LACROIX A., 1904). Selon les témoignages, les lahars qui empruntaient les grands cours d'eau de la façade orientale, la Grande Rivière, la Rivière de Macouba, la Rivière de Basse-Pointe et la Rivière Falaise, n'étaient pas forcément en relation avec les précipitations et certaines coulées pouvaient être chaudes (CHRETIEN S., 1983). Cela peut être interprété comme la rupture de barrages naturels, mais également comme le refoulement d'eaux thermales au niveau de résurgences chaudes.

On peut constater une similitude entre les cours d'eau ayant canalisé des lahars avant le 8 mai et ceux possédant, ou susceptibles de posséder un site hydrothermal (figure A6-03 appendice 6 à comparer avec la figure 65). La Ravine Pierre-Akar et la Rivière du Prêcheur sont les seules exceptions dans cette superposition parfaite de cartes. Jusqu'à présent le raisonnement part de la résurgence pour aboutir aux lahars primaires (hydrogéologiques). Si l'on suit le raisonnement dans l'autre sens, la Rivière du Prêcheur comme la Ravine Pierre-Akar mériteraient une descente de leur cours pour y chercher d'éventuels indices de remontées thermales (résurgences, une tache de verdure dans la forêt brûlée de la fin de carême, variation de conductivité des eaux de surface...).

La connaissance de l'intégralité des sites hydrothermaux permet donc de connaître les cours d'eau susceptibles d'être affectés par des débordements d'aquifères profonds lors d'une

éruption phréatique indépendante, pré-magmatique, ou phréato-magmatique. Le risque de lahar d'origine hydrogéologique est d'autant plus sous-estimé que les retombées aériennes du volcan, modestes, ne laissent pas encore présager de lahars d'accumulation. Ainsi, en début d'éruption, une rapide visite sur le terrain de chaque site hydrothermal recensé, juste pour observer l'activité des résurgences thermales, donc pas nécessairement par un spécialiste, permettrait de mieux appréhender ce risque laharique. Pour cela, il conviendrait de terminer l'inventaire mais également de préparer et d'aménager des sentiers conduisant aux sites ciblés. Ces informations, qui complèteraient celles de la figure A9-01 de l'appendice 9 relatif aux lahars hydrogéologiques pendant les éruptions phréatiques, semblent importantes dans la gestion d'une crise volcanique, sachant que l'addition de coulées peu volumineuses peut obstruer l'unique itinéraire d'évacuation sur la côte caraïbe (§ 7-2, appendice 9, § A9- 1).

Un travail inachevé

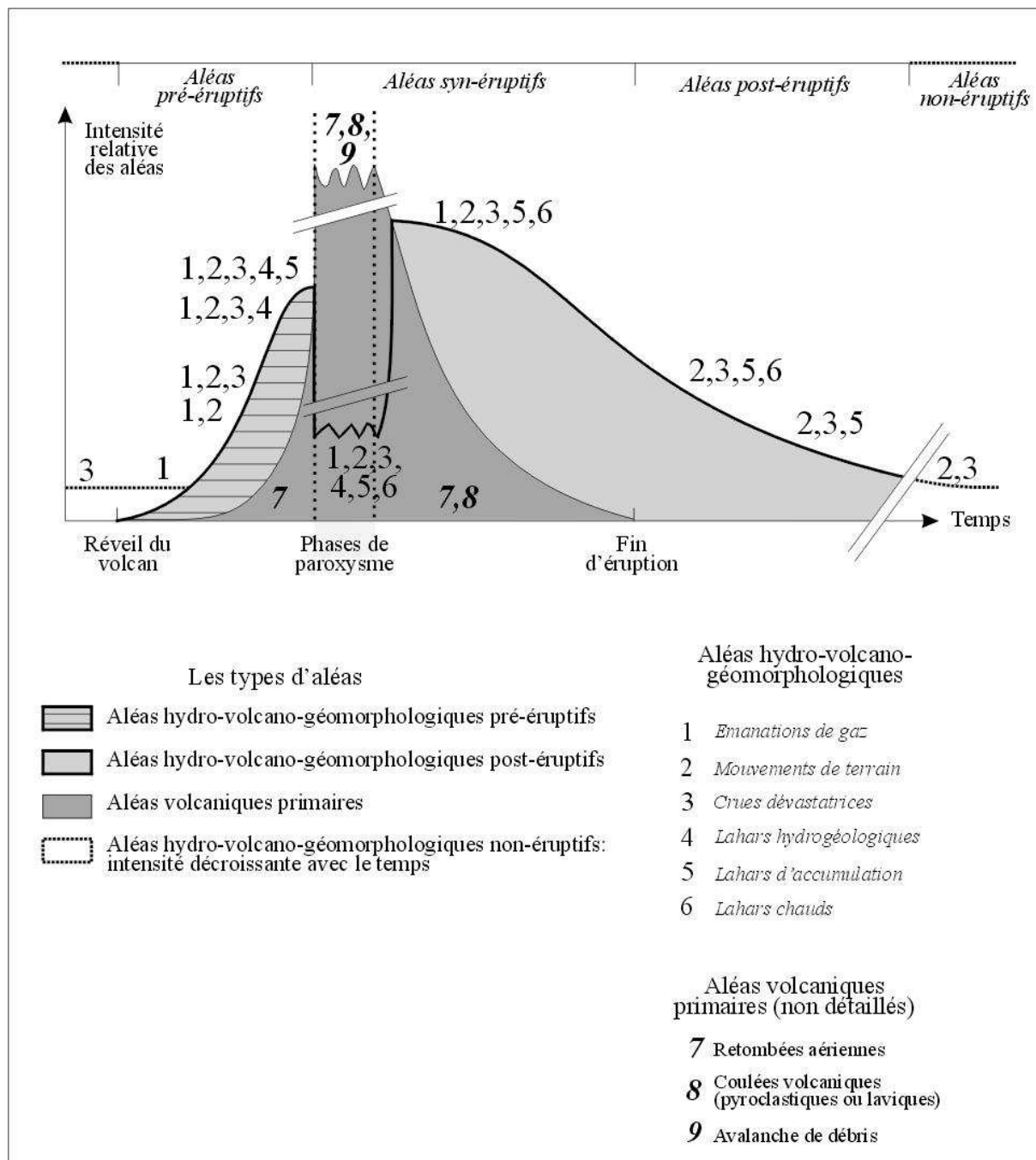
L'étude des sources thermales, réalisée en partenariat avec le BRGM, a permis de décrire, pour la première fois, trois sites plus ou moins étendus présentant une activité géothermique. Elle contribue ainsi à consolider les connaissances scientifiques, à affiner le modèle de circulation des eaux thermales au sein du massif de la Montagne Pelée, et remettent en cause certaines idées et théories jusqu'à présent acquises (appendice 10). Cependant, de nombreuses prospections restent encore à mener sur des sites jusqu'alors inconnus (figure 65). De plus, les sites découverts ou redécouverts mériteraient encore d'être analysés plus en détail, notamment dans l'exhaustivité des résurgences au sein d'un même site, afin de mieux comprendre les caractéristiques de chaque sous-système hydrogéologique. De tels programmes se mettront en place, dès lors que l'on considérera les apports (scientifiques, économiques, en termes d'image...) supérieurs aux coûts engendrés.

Cet inventaire géographique et physico-chimique exhaustif apporterait en contrepartie des compléments dans la surveillance du volcan, son diagnostic lors de manifestations géophysiques, et de prévenir les éventuels lahars hydrogéologiques en phases phréatique et phréato-magmatique.

Conclusion : L'amélioration de la gestion des risques volcaniques et une meilleure prévision des phénomènes en phase pré-éruptive

Les aléas hydro-volcano-géomorphologiques ne sont généralement pas mis en avant dans la gestion des risques sur un volcan. Pourtant, nous venons de voir qu'en phase pré-éruptive, ils représentent les premières atteintes aux activités humaines (figure 68) et qu'ils atteignent parfois des intensités suffisantes pour générer des dommages graves.

Figure 68. Les aléas hydro-volcano-géomorphologiques sur un volcan actif



De même, après la phase paroxysmique, leurs impacts redeviennent prédominants, notamment en raison de lahars qui atteignent des zones jusqu'alors épargnées (contrairement aux aléas volcaniques primaires qui généralement continuent d'affecter des zones déjà dévastées par les paroxysmes). Enfin, ils continuent à sévir longtemps après l'éruption (figure 68).

La vision hydro-volcano-géomorphologique centrée sur le système hydrologique au cours du réveil et de l'éruption d'un volcan, nous a permis des avancées dans la gestion du risque volcanique sur la Montagne Pelée, notamment dans la prévision des phénomènes pendant chaque phase pré-éruptive, avec dans l'ordre chronologique :

- une meilleure surveillance du réveil du volcan par les analyses géochimiques de résurgences reconnues ayant les relations les plus directes avec la chambre magmatique. Si cela paraît une évidence, force est de constater que sur un des volcans les mieux étudiés au monde, ce n'est pas forcément appliqué ;

- une attention portée sur les mouvements de terrain et la dynamique torrentielle du réseau durant les déformations pré-éruptives de l'édifice afin d'anticiper les crues dévastatrices ;

- d'une meilleure prévention des premiers lahars hydrogéologiques consécutifs aux débordements des nappes souterraines, suite à l'observation sommaire des résurgences thermales connues ;

- une clarification des menaces que représentent les torrents au cours d'une éruption et durant la période lui succédant.

Ce regard croisé, entre l'hydrologie, la volcanologie et la géomorphologie durant un épisode éruptif dans sa globalité, apporte un angle de vision nouveau permettant un complément d'analyse des processus naturels et des risques qui en découlent. Comme le laissait entendre la figure 68, nous allons voir que cette approche possède également tout son intérêt au cours des longues périodes d'inactivité des volcans (THOURET J.C., 1999).

Chapitre 8

Les risques inhérents aux cours d'eau des volcans explosifs d'arc hors crise éruptive

Introduction : La variabilité de l'intensité de l'aléa et de l'endommagement

Les scénarios catastrophes d'endommagement en relation avec les cours d'eau sont nombreux et variés pour plusieurs raisons :

- l'intensité des aléas varie en fonction des précipitations. La hauteur des pics de crue et la durée des débordements détermineront l'ampleur des destructions et des menaces aux personnes ;

- les débordements sont ponctuels dans l'espace. A l'échelle du massif, ils ne concernent généralement pas l'ensemble des cours d'eau, mais seulement quelques bassins versants. Les zones de destructions sont également très localisées, à l'échelle du mètre, concernant l'aléa de divagation notamment ;

- l'intervention de facteurs spontanés, tels des embâcles ou encore l'activation de mouvements de terrain rendant le transport solide particulièrement important, peut également suffire à la variabilité des espaces atteints et des dégâts occasionnés ;

- la prévision fiable du phénomène menaçant, tel un cyclone, permet de minimiser les risques, par l'évacuation des personnes menacées et la protection des biens les plus précieux. Cependant, en zone intertropicale, où les cellules de convection se forment très rapidement, la prévision a montré ses limites.

De la sorte, selon les caractéristiques des débordements, l'endommagement n'aura pas la même intensité sur les biens collectifs ou privés et les personnes. Lors d'inondation, des logements peuvent être seulement endommagés par l'humidité alors que d'autres sont entièrement détruits par la divagation du lit. Après la crue, le réseau routier peut être rompu uniquement par quelques branchages et quelques rochers, mais il peut tout aussi bien être coupé par l'effondrement (par ravinement) de la route. La question est également similaire pour les autres réseaux : quel est le nombre et la nature des ruptures, et combien de temps les réseaux seront-ils hors service ? Cette notion de durée est également primordiale concernant les activités économiques, lesquelles, selon l'ampleur des dégâts directs sur le site mais également compte-tenu de l'endommagement de l'ensemble de la région, resteront improductives de quelques heures à plusieurs semaines. Enfin, les personnes seront davantage exposées si le sinistre se produit durant la nuit et si l'ampleur des précipitations n'a pas été prévue. A titre d'exemple, concernant les inondations catastrophiques du 5 mai

2009 en Martinique, la menace météorologique avait été prévue aux alentours de 00h00 pour un passage du phénomène vers 4h00 du matin. Malgré les rouages organisationnels des institutions bien réactifs, aucune information n'a pu circuler et atteindre la population endormie.

Nous voyons combien il s'avère délicat de prévoir les catastrophes et de se prémunir contre leurs effets. La prévention par anticipation relative à l'occupation du territoire reste une action réductrice du risque adaptée à l'ensemble des facteurs de complexité lié à l'endommagement.

Pour estimer les enjeux sur le massif, une étude socio-économique poussée est nécessaire (STIELJES L., 1996; STIELTJES L. *et al.*, 2001). Cependant, ce type d'enquête revêt un caractère subjectif quand il s'agit de la valeur culturelle et patrimoniale et ne peut que difficilement exprimer les rétroactions (productrices ou répressives) du géosystème suite à sa perturbation. Pour s'affranchir d'un tel travail, nous nous contenterons de prendre le bâti comme indicateur de population, prenant sans distinction du type et de la vocation des constructions (LEONE F. *et al.*, 2004, 2006; LEONE F., 2007). Pour l'ensemble du massif, il a été repris de la BD TOPO de l'I.G.N. de 1992 et de 2000. Le bâti du flanc Caraïbe a été numérisé sur cinq périodes de 1951 à 2004 (LALUBIE G., 2007).

Remarque méthodologique : Dans la B.D. TOPO de la Martinique, dans les bourgs, des groupes de maisons peuvent être réunis en un seul objet. Nous avons estimé sur des échantillons représentatifs de surface que les chiffres réels de constructions menacées pourraient être augmentés de 8 % par rapport aux chiffres de la B.D. TOPO. Le zonage étant lui aussi approximatif de plusieurs mètres, nous n'avons pas cru utile de corriger les valeurs que donnait la B.D. TOPO. D'ailleurs, ce n'est pas tant le chiffre exact de bâtiments qui est révélateur, mais plutôt les taux et surtout leurs évolutions au cours du temps.

Ces enjeux vont être croisés avec les aléas provenant du réseau hydrographique hors crise éruptive, dont nous avons vu qu'ils ne se résument pas à l'aléa inondation et qu'ils varient suivant le contrôle exercé par de nombreux facteurs impliquant une grande gamme spatio-temporelle (deuxième partie). On peut différencier les risques communs à l'ensemble du massif, les risques supplémentaires affectant le flanc Caraïbe et les risques spécifiques d'une vallée ensevelie récemment : la Coulée de la Rivière blanche. Ces trois niveaux scalaires s'avèrent pertinents pour l'étude des risques hydro-volcano-géomorphologiques sur la Montagne Pelée, mais semblent également adaptés à d'autres édifices stratovolcaniques actifs importants, ayant subi un effondrements de flanc majeur. Ces trois échelles

d'analyses des risques hydro-volcano-géomorphologiques sont différentes de celles utilisées dans les trois chapitres (chapitres 4, 5 et 6) de la partie 2. Cette récurrence d'analyses multiscalaires confirme l'importance de cette approche dans le diagnostic hydro-volcano-géomorphologique d'un édifice volcanique.

8.1. Les risques liés aux crues torrentielles

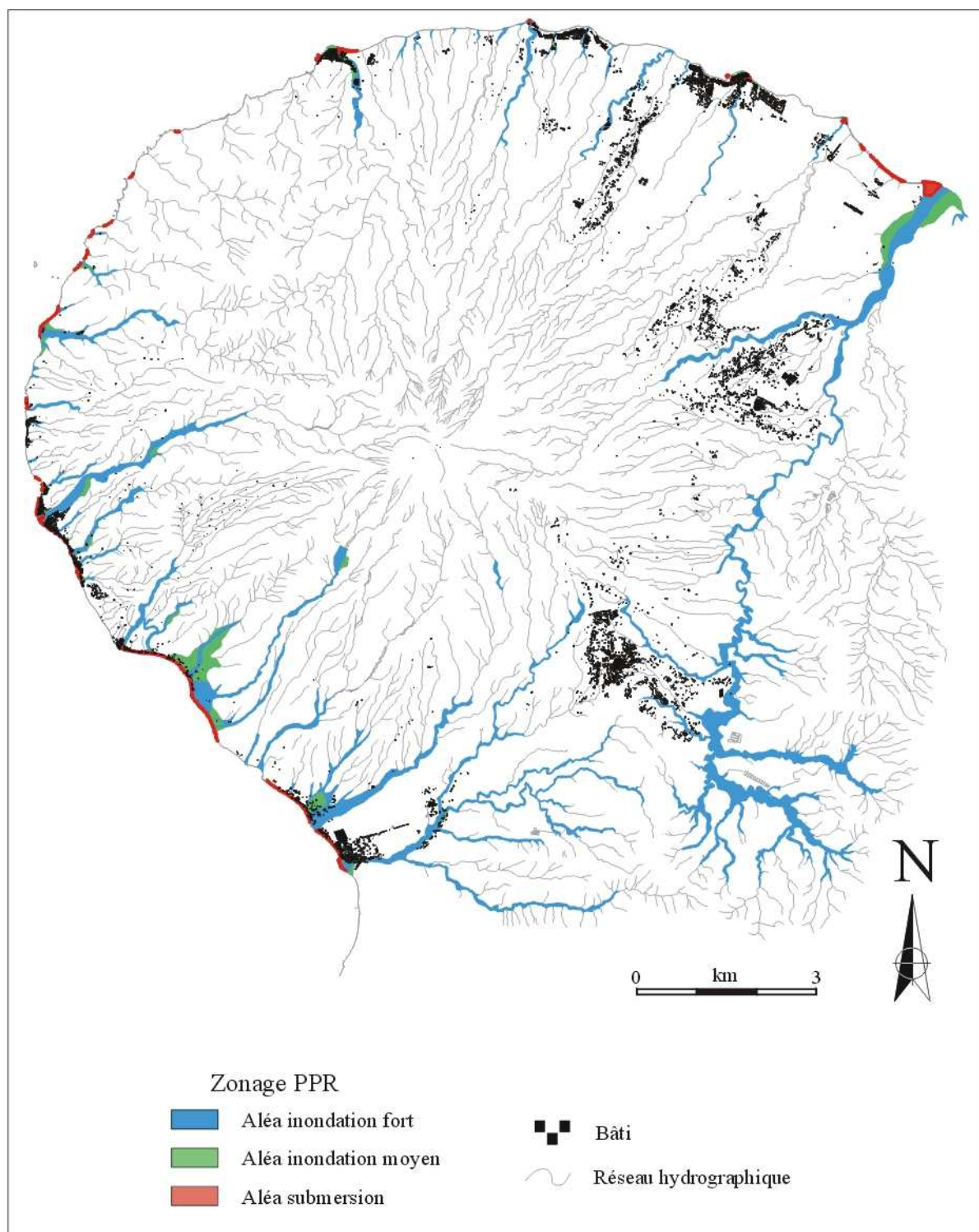
Si le risque d'inondation est commun à tous les systèmes hydrographiques, il est particulièrement récurrent en Martinique, notamment en raison des phénomènes cycloniques fréquents (§ 5-1). Il a été estimé et délimité dans le cadre du PPR Martinique (2004). Ce dernier différencie deux zones en fonction de l'intensité de cet aléa :

- la zone "*aléa fort*" : située de part et d'autre du cours d'eau et sur le cône de déjection (en simplifiant), inondable lors des crues éclair remarquables (§ 5-1.2) ;
- la zone "*aléa moyen*" : espace plus externe sur le cône de déjection et la plaine littorale, inondable par les débordements des crues exceptionnelles (§ 5-1.2).

Nous avons également intégré l'aléa submersion, dans les zones inondables car les effets de ce phénomène s'additionnent généralement à l'action du ruissellement (§ 5-1.2).

En 2000, autour du massif de la Montagne Pelée (figure 69), 356 constructions sur 7 373, soit un taux de 4,8 %, étaient situées à l'intérieur de la zone "*Aléa fort*" du P.P.R., où les débordements sont les plus fréquents et les plus destructeurs. Elles se répartissaient à hauteur de 55 % sur le flanc Caraïbe et 45 % pour le flanc Atlantique et le Conil. Pour les débordements plus exceptionnels concernant les zones "*aléa fort et aléa moyen*" du PPR, le taux de constructions menacées s'élevait à 10 % de l'ensemble du bâti. Dans ce genre de débordements exceptionnels ("*Aléa fort+moyen*" du PPR), nous avons vu qu'en raison du charriage exacerbé les cours d'eau divaguent (introduction du chapitre 5) souvent à l'intérieur de la zone centrale ("*Aléa fort*") sur un espace encore plus rapproché du cours d'eau. Le P.P.R. de la Martinique ne différencie pas les espaces d'inondation d'"*aléa fort*" et les espaces de divagation, alors que l'endommagement et les atteintes aux personnes suite aux divagations sont bien plus considérables. Nous avons réalisé cette estimation pour la côte Caraïbe, et nous avons trouvé que 56 % des constructions situées dans la zone d'"*aléa fort*" étaient également en zone divagation. Si l'on reporte ce taux à l'ensemble du massif, on obtient 2,7 % des constructions susceptibles d'être détruites par l'élargissement des berges et la formation de chenaux secondaires.

Figure 69. Les zones inondables du Plan de Prévention des Risques de la Martinique pour la Montagne Pelée



Source : SIG 972/PPR de la Martinique (2004)

Autour du massif, en raison de l'implantation humaine essentiellement sur les plateaux ou les crêtes, seuls espaces présentant des pentes peu prononcées, les taux de constructions menacées par le réseau hydrographique restent relativement faibles. Les zones à risque élevé se situent essentiellement dans les bourgs implantés sur les cônes de déjection où la pression anthropique, la présence de digues et d'ouvrages de franchissement réduisent la capacité de transfert du cours d'eau. Certains cas particuliers, sur les versants, dans le pseudo lit majeur, ou en rebord de plateau sont également concernés par la divagation du cours d'eau et plus précisément par le recul des berges ou des escarpements bordant les cours d'eau.

8.2. Les risques accrus sur le flanc Caraïbe

Une plaine littorale vulnérable

Bien que le flanc Caraïbe représente simplement 12 % du bâti de l'ensemble du massif, plus de la moitié des constructions menacées d'inondation se situent dans cette région.

Le flanc Caraïbe présente que peu de surfaces planes propices à la construction à l'exception des cônes de déjection et de la plaine littorale, espaces en majorité inondable. Alimentée par les lahars éruptifs (§ 5-2.1) mais aussi par un charriage à pleine capacité de transport (MEUNIER M., 1999) et rarement soumis à une houle forte, la plaine littorale constitue un cordon essentiellement sableux quasi continu, qui subsiste encore, et relie les cônes de déjections entre eux. Il est délimité entre la dune de sable noir et/ou de galets bordant la plage et le plus souvent la RD 10. Ce cordon, d'une largeur allant de 20 à plus de 100 m et d'une altitude inférieure à 5 m, subit naturellement une tendance à l'érosion (SAFFACHE P., 1998). L'habitat y est dispersé et se mélange à la végétation de bord de mer (*Hippomane mancinella*, *Coccoloba uvifera*, *Terminalia catappa*,...). Cette plaine est partiellement inondable par submersion lors des houles cycloniques (PPR, 2004) et lorsque le ruissellement superficiel rencontre un obstacle l'empêchant de s'écouler vers la mer (§ 5-1.2). De plus, les ravines sèches drainant cette région voient leur lit disparaître sur cette plaine (§ 6-3.2) accentuant d'autant les risques d'inondation et de divagation. Ainsi, sur le flanc Caraïbe, contrairement aux deux autres régions du massif, ce n'est pas uniquement l'habitat situé sur les cônes de déjection qui est menacé. De plus, nous avons vu dans le chapitre 5 que le flanc caraïbe est soumis à une réelle variété d'aléas, tous particulièrement destructeurs quand ils croisent des enjeux. Cette conjonction de faits aggravants implique que le flanc Caraïbe est un secteur particulièrement soumis aux risques hydro-volcano-géomorphologiques. Il convenait d'analyser plus particulièrement cette sous-région.

8.2.1. L'évaluation de l'ampleur du risque lors des débordements

Dans le cadre du volet applicable de ce travail et après avoir décrit les phénomènes et caractérisé leur ampleur, le zonage des différents aléas a été entrepris pour le flanc Caraïbe du massif afin d'obtenir un ordre de grandeur des constructions menacées (LALUBIE G., 2007). Pour l'aléa inondation, nous pouvons comparer le zonage faisant suite à cette étude avec celui PPR Inondation de la Martinique (figure 70). Nos zones "*aléa fort*" sont légèrement plus étendues pour la Ravine Beauséjour, la Ravine Fond Canonville et les trois ravines qui drainent la Coulée de la Rivière Blanche. Inversement, nous avons réduit le zonage d'inondation en rive droite de la Rivière Claire.

Le zonage "*aléa moyen*" plus étendu a été augmenté par rapport au P.P.R. de la Martinique, notamment dans trois situations :

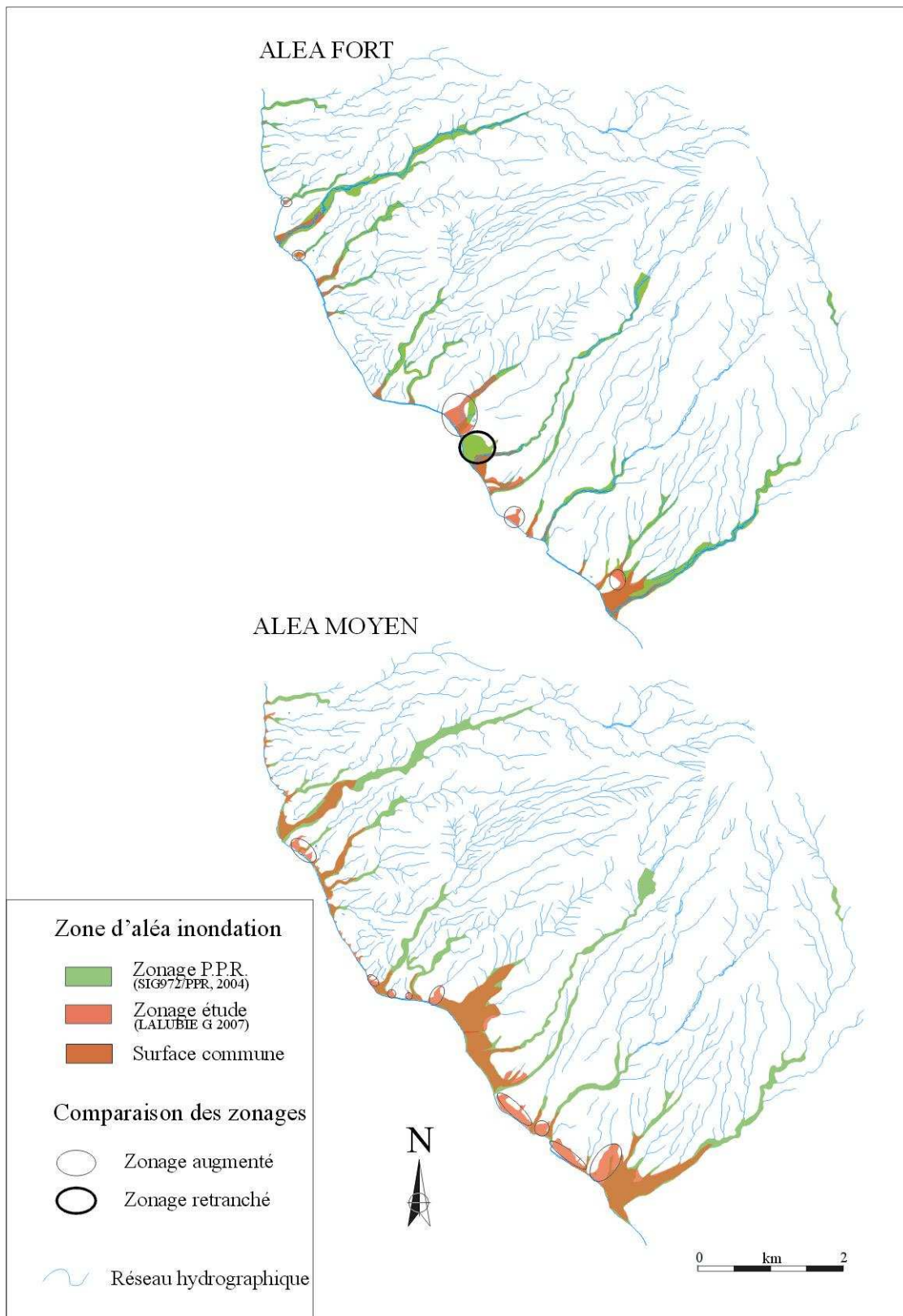
- sur la zone côtière plane et au niveau de la mer, car nous avons considéré la probabilité qu'au cours d'un cyclone, la houle soit forte en même temps que les rivières soient en crue, même si nous avons vu que ce cas de figure survient assez rarement (§ 5-2 b) ;

- en aval de la Coulée de la Rivière Blanche, car nous pensons que la divagation du ruissellement en aval des carrières est inévitable (§ 6-2, appendice 8) ;

- au niveau des toutes petites ravines de part et d'autre du bourg du Prêcheur, dont nous pensons qu'elles déborderont lors de pluies exceptionnelles au niveau de la RD n°10, à la suite d'embâcles en amont des buses sous-dimensionnées.

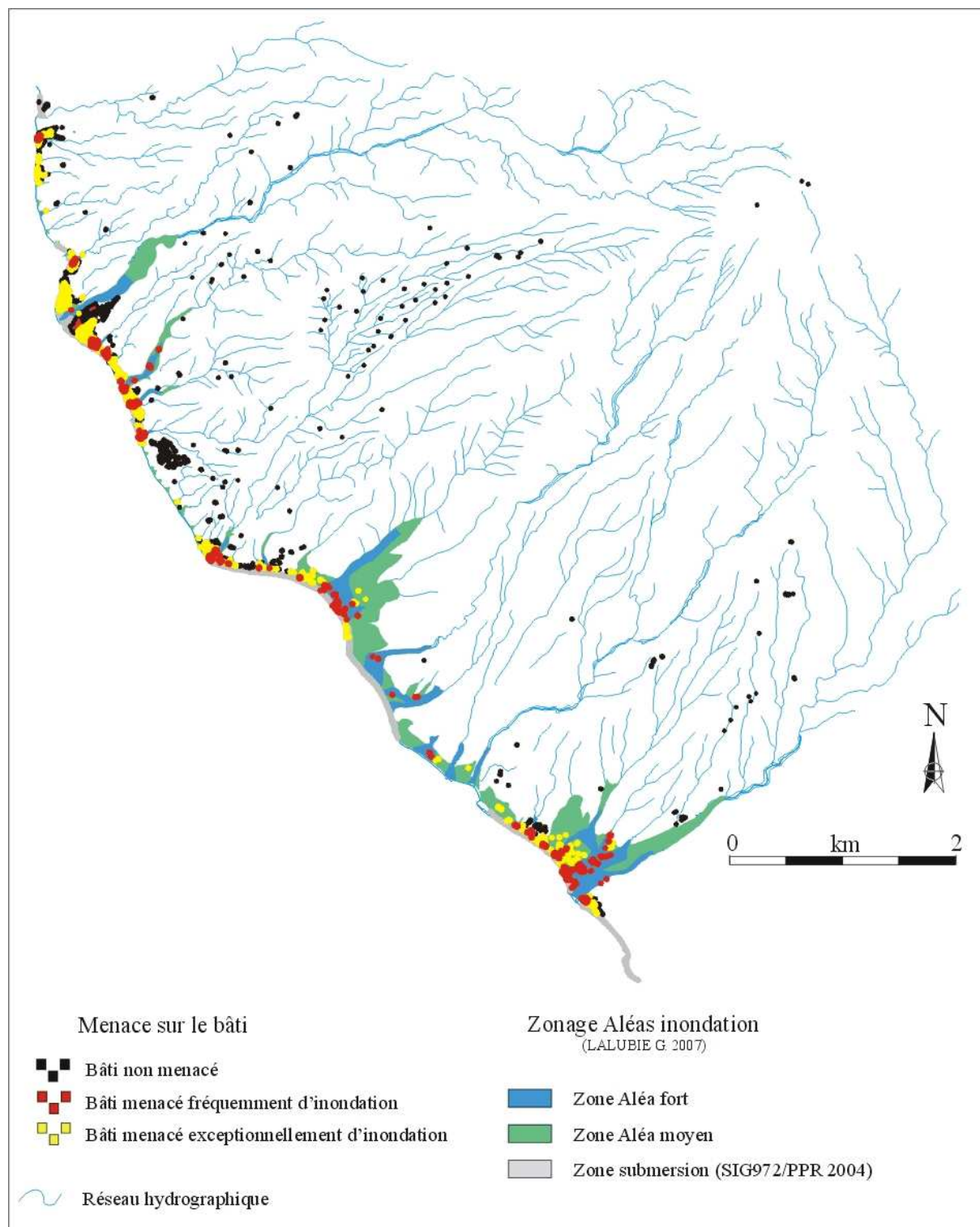
Le risque lié aux inondations exceptionnelles ("*aléa fort et moyen*") est pratiquement étendu sur tout le littoral du flanc Caraïbe. Ainsi, suivant notre zonage, en 2004, 178 constructions étaient menacées en zone d'"*aléa fort*", soit 17 % de la totalité des constructions du flanc Caraïbe (figure 71). Les constructions risquent d'être inondées fréquemment, mais surtout, lors des phénomènes exceptionnels, les constructions de cette zone risquent d'être détruites par les flots débordants en raison de leurs transports solides. Pour la zone périphérique, "*aléa moyen*", inondée pendant les phénomènes les plus exceptionnels, les constructions étaient au nombre de 395. Soit, pour la globalité de la menace inondation ("*aléa fort+moyen*") du flanc caraïbe, sur 1025 bâtiments, 56 % sont susceptibles d'être affectés lors des phénomènes météorologiques extrêmes. Ce taux est très important si on le compare au 10 %, correspondant au bâti menacé sur l'ensemble du massif (§ 8-2.1).

Figure 70. Comparaison du zonage du Plan de Prévention des Risques inondation et celui réalisé dans cette étude pour le flanc Caraïbe



Source : LALUBIE G. (2007)

Figure 71. Les menaces d'endommagement pesant sur le bâti du flanc Caraïbe suite aux inondations exceptionnelles



Source : LALUBIE G. (2007)

Nous avons vu tout au long de ce travail que les volumineux transports de matériaux solides accompagnant les crues sur le flanc Caraïbe pouvaient entraîner une érosion intense et des atterrissements au niveau de la rupture de pente des grands cours d'eau (figure 72). Nous avons pris en compte l'ampleur du charriage dans la spatialisation des zones menacées d'inondation, mais également dans la délimitation de l'aléa divagation (recul des berges et formation de bras secondaires) qui interviennent pendant les phénomènes météorologiques exceptionnels dans la zone centrale proche du lit mineur cours d'eau. Les probabilités d'inondation y sont les plus importantes, ainsi que la destruction plus ou moins partielle des bâtiments.

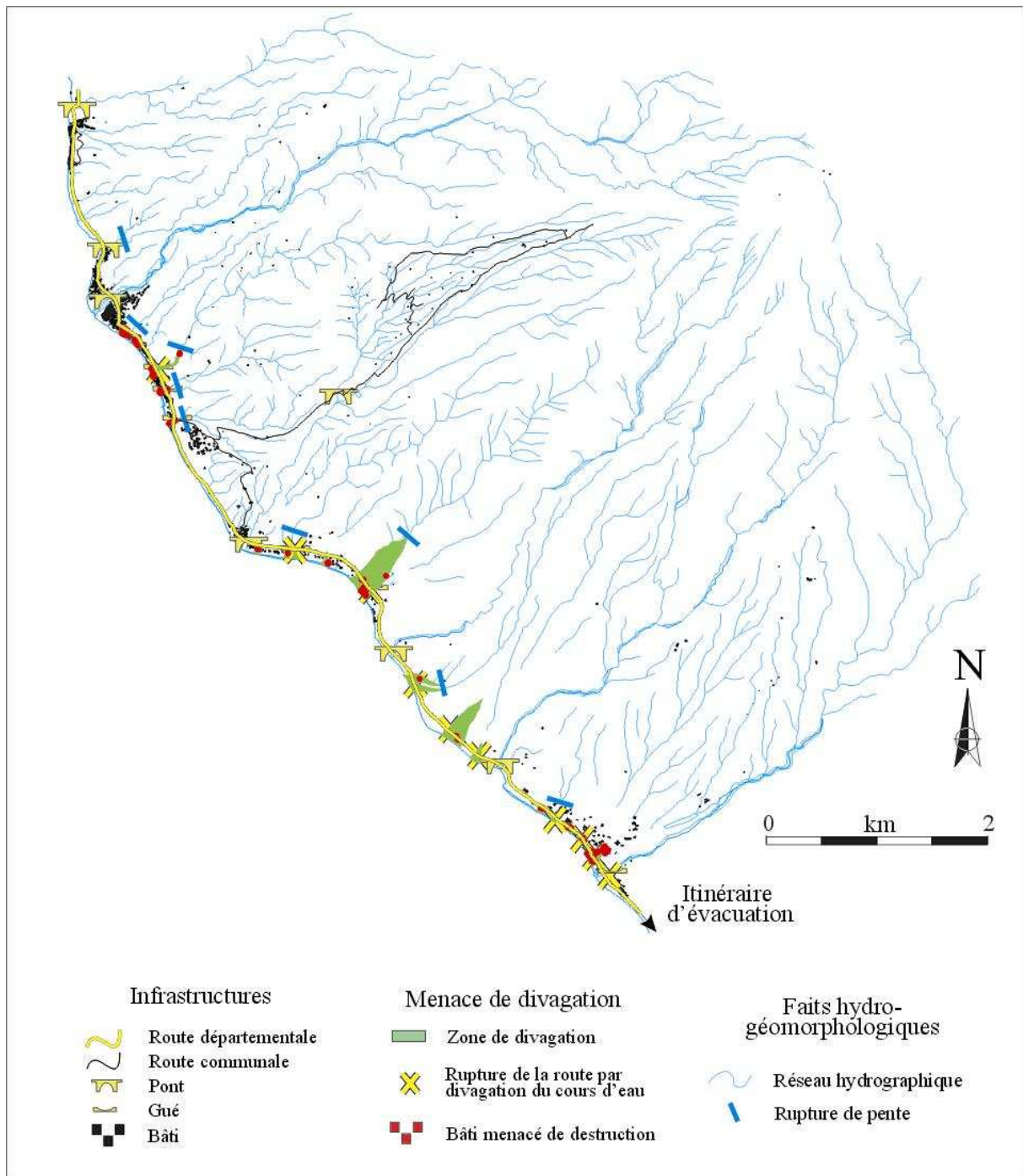
A partir des zones de rupture de pente (figure 72), des aménagements peuvent s'avérer indispensables, notamment pour prévoir la libre circulation du flux et le stockage partiel des matériaux charriés. Cette zone est la plus dangereuse et il faut impérativement éviter d'y construire. Les prescriptions de mise en conformité du bâti existant semblent également illusoire. Or, 99 constructions, qui représentent 10 % du bâti du flanc Caraïbe soit environ 300 personnes, se situent en zone probable de divagation des cours d'eau. Ce taux élevé permet d'appréhender l'ampleur de la menace qui pèse directement sur les biens et les personnes lors des crues exceptionnelles affectant le flanc Caraïbe.

8.2.2. L'évaluation de l'ampleur du risque de lahars dans la Rivière du Prêcheur

En raison d'un mouvement de terrain de grande ampleur, des lahars qui se propagent dans la Rivière du Prêcheur (§ 5-3.1a et 5-3.2a) représentent un risque humain non négligeable (figure 74 plus loin, § 8-3.1). En cas de scénario catastrophe, les coulées peuvent déborder sur l'ensemble du cône de déjection ; le centre du bourg du Prêcheur et le quartier des Abymes seraient alors ensevelis. Le réseau routier de cette zone deviendrait également impraticable. Cette situation serait susceptible de se produire selon trois scénarios :

- un éboulement majeur dans le cirque instable de la Rivière Sampère, lequel produirait une coulée d'un volume jusqu'alors jamais observé ("*intensité exceptionnelle*") ;
- une succession de lahars, comme en 1980, mais avec des volumes éboulés, puis remobilisés, plus importants et une répétition de lahars plus rapide que les curages ;
- un lahar se trouvant mêlé à une crue torrentielle alimentée par des précipitations exceptionnelles ("*crue exceptionnelle*").

Figure 72. Les menaces de destruction pesant sur le bâti et le réseau routier suite à la divagation des cours d'eau



Source : LALUBIE G. (2007)

Les premiers débordements de lahars, se propageraient d'abord en rive droite dans le quartier des Abymes où 42 constructions seraient menacées. Si le lit s'exhausse de plus d'une dizaine de mètres, les débordements pourraient concerner également le centre du bourg du Prêcheur. Dans un tel scénario, jusqu'à 187 constructions peuvent être menacées et le pont de la Rivière du Prêcheur probablement détruit ou enseveli, isolant les quartiers plus au nord des Abymes (déjà partiellement enseveli), de la St-Pierre et de l'Anse Belleville. Cette menace est prise au sérieux par les autorités, dans le sens où la rivière est surveillée par l'Observatoire de la Montagne Pelée (CLOUARD V., 2009; Appendice 7, § A7- 1, figure A7-05, planche photographique A7-01). Quand les capteurs enregistrent les signaux de lahars, ils transmettent l'alerte par un message radio à un P.C. de la Maison des Jeunes du Prêcheur, pour que celui-ci actionne la sirène installée sur le toit, et les barrières prévues pour interdire la circulation automobile sur le pont de la RD 10. (Parallèlement, une transmission radio permet le rapatriement des données à l'OVSM pour analyse). Les habitants des quartiers menacés ont théoriquement 10 à 15 minutes pour évacuer leurs habitations et rejoindre des aires insubmersibles par les flots boueux. L'amélioration du système consisterait à installer des sirènes spécifiques dans les quartiers afin de proportionner l'ampleur des évacuations avec l'importance du phénomène. Depuis son installation, en 2000, aucun signal de lahar n'avait été détecté, mais le 21 août 2009, les 4 premiers capteurs ont émis une alerte (CLOUARD V., 2009). Un glissement a généré instantanément trois coulées chacune d'une durée entre 15 minutes et plus d'une heure. 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.

A notre connaissance, en dehors d'un survol semestriel en hélicoptère, aucune étude du mouvement de terrain et de son talus n'a été entreprise *in situ*. En revanche, il semble que le lahar de 1998 ait remobilisé essentiellement les matériaux tombés en 1997 (SEDAN O., 1998), alors qu'en 1980 ce délai fut d'une semaine (BOULOC J., 1980) et en 2009 ce fut instantané (CLOUARD V., 2009). Cette variabilité de la durée pour remobiliser les matériaux effondrés est actuellement inexplicée, ce qui impose de subir l'enchaînement des événements lors des prochains phénomènes d'écroulements et non de les anticiper. Il est fort probable que la nécessité d'étudier ce bassin versant s'imposera, pour en connaître réellement ses caractéristiques hydro-géomorphologiques et notamment appréhender l'ampleur des aléas, contre lesquels il faut se prémunir.

Ce sujet n'est jamais abordé avec spontanéité par les gestionnaires en charge de cette question.

8.2.3. Des exemples édifiants particulièrement menacés et une route entièrement soumise aux risques hydrologiques

Sur le flanc Caraïbe, pas loin d'une dizaine de cas présentant un danger manifeste pour les habitants riverains sont édifiants (figure 73). Ils relèvent tous de la disparition du lit de ravines sèches, le plus souvent sur le cône de déjection, mais aussi sur le bas des piedmonts (§ 6-3 et appendice 11). En cas de ruissellement exceptionnel, les flots menacent de destruction partielle des logements, quelques commerces, mais surtout l'unique route côtière.

Afin de limiter le risque de catastrophe de ces cas critiques, il convient d'établir des aménagements en parallèle :

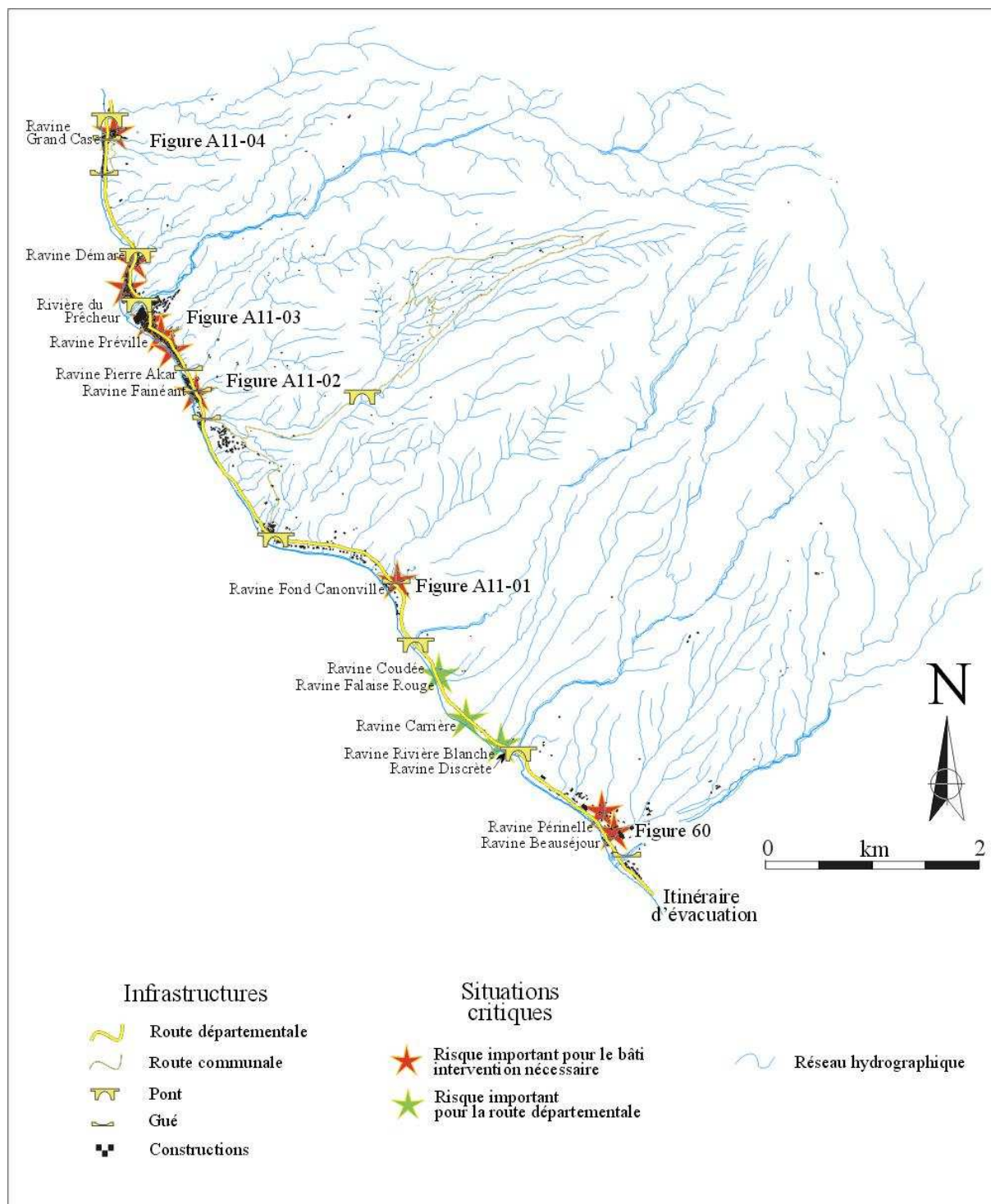
- permettant de créer des plages de dépôts à la rupture de pente (figure 72) ;
- servant à matérialiser le lit des cours d'eau dans le paysage avec le creusement d'un talweg et l'édification de berges résistantes ;
- facilitant la libre circulation du ruissellement concentré en bourg et à travers la RD 10.

Le but est non pas uniquement de lutter contre les inondations par débordement, mais avant tout de limiter la divagation destructrice des écoulements.

La RD 10, sur ses onze kilomètres du flanc Caraïbe, ne croise pas moins de quarante-neuf talwegs, dont la taille du bassin versant varie de 10 km² à quelques centaines de m². La RD 10 franchit ce réseau hydrographique avec cinq ponts, douze gués et sept buses. La différence établit à vingt-cinq le nombre de ravines sans réel aménagement du talweg pour laisser circuler les flots à travers la route. Ce sont autant de points de rupture potentiels sur la RD 10, soit par érosion soit par sédimentation de matériaux.

L'aménagement des gués pour le franchissement de chaque cours d'eau, si petit soit-il, mériterait d'être étudié au cas par cas pour limiter le risque de rupture. Ainsi, cumulé avec l'effet d'enclavement (introduction), les nombreuses menaces de rupture de l'unique route représentent un véritable point faible face à la gestion des catastrophes naturelles (évacuation et arrivée des secours), générant ce que l'on peut appeler une vulnérabilité d'enclavement.

Figure 73. Situation des zones à risque élevé où une intervention s'avère nécessaire



Source : LALUBIE G. (2007)

Charriage, déficit pluviométrique et plaine côtière accentuent le risque

Le flanc Caraïbe additionne les facteurs aggravants les risques liés aux débordements du ruissellement sur le cône de déjection :

- un charriage exacerbé favorisant l'érosion, mais aussi l'exhaussement des lits ;
- l'absence d'écoulement engendrant la disparition du paysage des lits hydrographiques ;
- une plaine côtière largement occupée et inondable par les écoulements parallèles à la côte.

Ces trois facteurs rendent le flanc Caraïbe particulièrement menacé car plus de la moitié des constructions sont exposées à un des aléas hydro-volcano-géomorphologiques non éruptifs au minimum et l'unique route côtière serait potentiellement rompue en de nombreux points.

8.3. Les risques à l'intérieur de la Coulée de la Rivière Blanche

La Coulée de la Rivière Blanche : un laboratoire géographique à ciel ouvert des extrêmes antagonistes

L'échelle d'analyse se concentre à l'espace correspondant aux coulées volcaniques historiques. La Coulée de la Rivière Blanche tient son nom du fait que les coulées pyroclastiques des éruptions de 1902 et de 1929 ont emprunté cette vallée qui, avant d'être comblée, était le bassin versant de la Rivière Blanche (figure 45, § 5-2.2). La Coulée de la Rivière Blanche correspond à l'emprise spatiale de l'ancienne vallée de la Rivière Blanche que les dépôts volcaniques historiques ont transformé en un plateau en pente douce (de 10 à 15 %), bien moins accentuée que sur le dôme et son talus d'éboulis. La Coulée de la Rivière Blanche n'est donc pas un bassin versant. Les cours d'eau qui la drainent ont des caractéristiques hydro-géomorphologiques différentes (figure 48, 49, 50 et appendice 5, § A5-2.3, tableau A5-03) mais se rejoignent sur un point : ils sont âgés d'environ 80 ans et nous pouvons les suivre depuis environ 60 ans. Nous avons devant nous des conditions hydro-géomorphologiques particulières, peu fréquentes (en surface) à travers le monde. Quelque peu instrumentalisé et aménagé, cet espace deviendrait un véritable laboratoire d'hydro-géomorphologie volcanique à ciel ouvert. Il permettrait d'observer et de comprendre la dynamique d'érosion des dépôts et de genèse du réseau hydrographique, avec pour application la prévention des risques sur les dépôts volcaniques récents des volcans d'arc intertropicaux.

Mais cette zone est plus généralement un laboratoire géographique des extrêmes antagonistes. En effet, la Coulée de la Rivière Blanche est contrôlée par un ensemble de gradients qui ont la particularité d'évoluer d'un extrême à l'autre, aux composants tant physiques (hydro-volcano-géomorphologiques) que humains (carrière, champ de tir militaire,

incendie de broussaille, construction...) excessivement morphogènes. Le paysage de la Coulée de la Rivière Blanche est donc très dynamique et résulte d'un conflit entre la construction et la destruction, le minéral et le végétal et la vocation naturelle et anthropique. La Coulée de la Rivière Blanche est également un exemple d'implantation humaine progressive sur des dépôts volcaniques récents dont l'étude des processus de réinstallation sont également très enrichissant dans la gestion des risques hydro-volcano-géomorphologiques (GAILLARD *et al.*, 2001, GAILLARD J.C., 2008; INBAR M. *et al.*, 2001).

8.3.1. Les lahars non éruptifs : un risque majeur peu connu

Si les lahars non éruptifs sont relativement bien connus dans la Rivière du Prêcheur (§ 8-2.2), ils sont en revanche passés inaperçus dans les deux grands cours d'eau de la Coulée de la Rivière Blanche. Nous avons pourtant démontré leur existence (§ 5-3, appendice 7, A7-1 et A7-2) et nous estimons que leur intensité va de nouveau croître dans les années futures en raison d'une part, de l'agrandissement du périmètre de l'escarpement des mouvements de terrain, et d'autre part, de l'activation d'une nouvelle entité (§ 5-3.2.3). Les lahars non éruptifs de la Rivière Claire et de la Rivière Sèche représentent ainsi un risque qui n'est actuellement pas réellement pris en compte dans le PPR inondation de la Martinique (DDE, 2004b). L'espace de divagation et d'étalement des coulées est certes en zone d'inondation, "aléas fort", mais la menace est plus destructrice que les débordements de crues. Les prescriptions d'occupation du territoire ne devraient ainsi pas être similaires, et notamment dans le projet d'installation d'une station d'épuration, pour cet exemple.

C'est un risque majeur par rapport aux inondations courantes pour plusieurs raisons :

- les endommagements sont généralement plus sévères, avec la destruction ou l'ensevelissement des biens ;
- les espaces concernés par les débordements sont plus étendus et les coulées peuvent se propager sur des surfaces planes ;
- leur fréquence relativement faible et leur impact modéré jusqu'à présent, ne marquent ni les esprits des riverains, ni ceux des gestionnaires.

De plus, pendant une crue record, nous avons vu que les petites ravines, drainant l'aval de la Coulée de la Rivière Blanche, pouvaient également produire des lahars (§ 5-2.3).

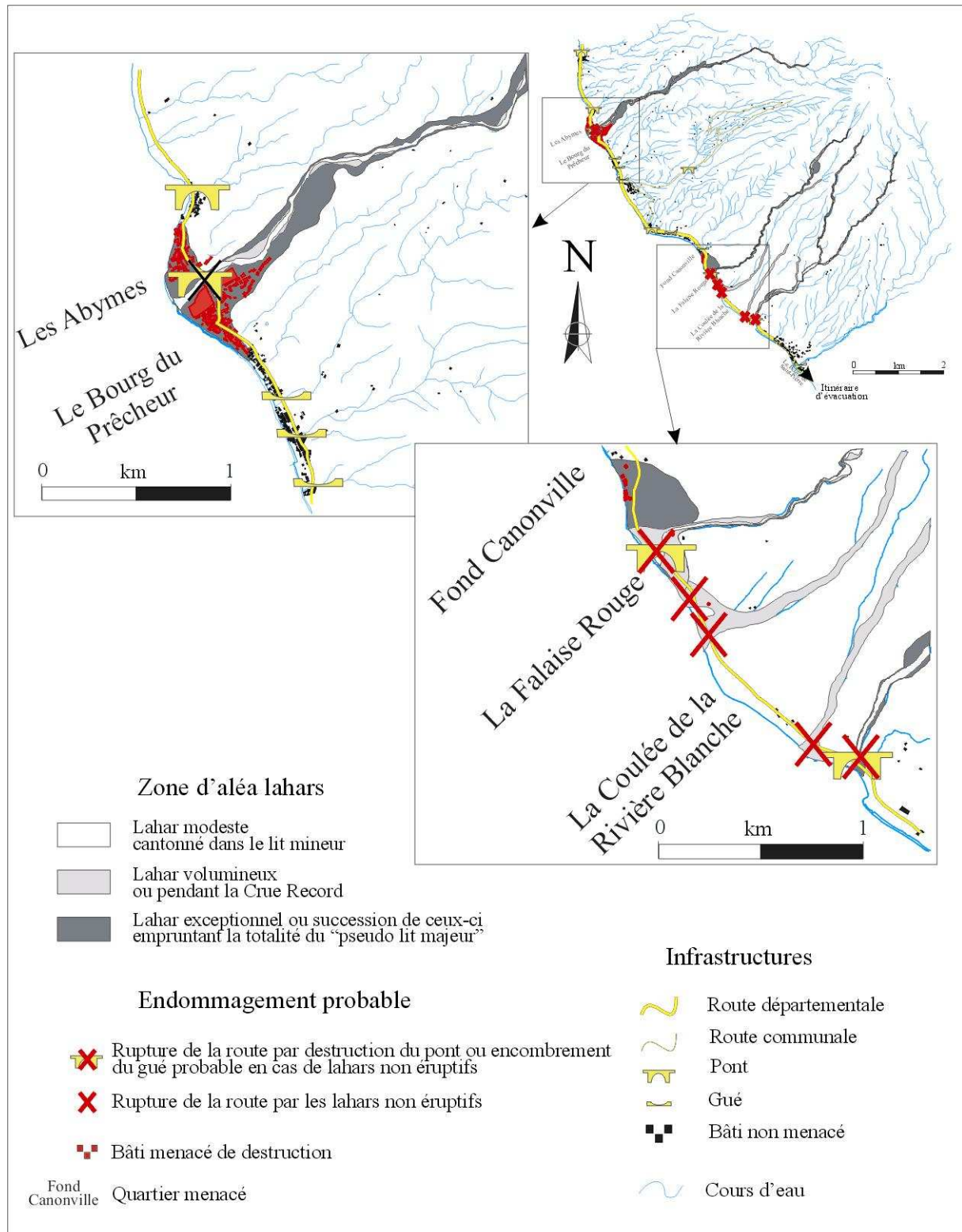
Actuellement, au sein de la Coulée de la Rivière Blanche, le risque d'endommagement par les lahars non éruptifs ne concerne que quelques constructions précaires. En effet, après 1932, l'espace n'avait pas été réoccupé avant qu'il ne soit entièrement consacré aux exploitations de matériaux. Cependant, depuis les années 2000, quelques maisons ont été implantées dans la Coulée de la Rivière Blanche, dont certaines à l'intérieur de la zone menacée par les premiers débordements des lahars de la Rivière Claire, sur la plaine littorale à l'aval de la Ravine Coudée et la Ravine Falaise Rouge (figure 74).

Il est également à craindre que les constructions se multiplient, notamment sur les surfaces où l'ensemble des matériaux historiques a été prélevé et le réseau hydrographique effacé. Cela pourrait ainsi rappeler le principe, mis en lumière au § 6-3.2, concernant l'apparition de situations potentiellement catastrophiques par l'intermédiaire du couple agriculture-lotissement : le coupe prévisible étant ici "*exploitation de matériaux-lotissement*". En effet, malgré une menace volcanique très importante, le Plan Local d'Urbanisme de Saint-Pierre (P.L.U. révisé en 2008) ne prévoit pas le gel des constructions à l'intérieur de la Coulée de la Rivière blanche (figure 82, chapitre 9). Le PPR multirisques de la Martinique, qui classe la Coulée de la Rivière Blanche en zone rouge inconstructible en raison de aléa volcanique (DDE, 2004) est donc la seule mesure de protection contre l'occupation de cette zone. Sera-t-il suffisamment résistant face aux besoins d'espace ?

Si le risque laharique sur le bâti est actuellement faible, faute d'enjeu (figure 74), la menace d'endommagement se concentre essentiellement sur la route côtière. Suite à un lahar exceptionnel générant des phénomènes d'érosion majeurs, ou encore lors d'une succession de lahars moins volumineux mais ne laissant pas le temps au curage, les deux nouveaux ponts de la Rivière Claire et de la Rivière Sèche (reconstruits après le passage du cyclone Cindy de 1993) risqueraient d'être détruits à nouveau. Cela aurait pour effet direct d'isoler la commune du Prêcheur, de priver la totalité de ses habitants de l'alimentation en eau potable et de stopper l'activité de quelques carrières.

De même, lors d'une nouvelle crue record, les lahars susceptibles de se propager dans les petites ravines en formation peuvent détruire la route sur des linéaires importants. Rappelons-nous que lors de la tempête tropicale Cindy d'août 1993, la route avait purement disparu sur plusieurs hectomètres et la topographie des lieux avait été bouleversée.

Figure 74. Les menaces de destruction par les lahars non éruptifs



Source : LALUBIE G. (2007)

Le niveau probable d'endommagement par les lahars est beaucoup plus important que pour les inondations. Autour d'un volcan explosif d'arc en milieu intertropical (mais également pour ceux possédant un manteau glacio-nival), il paraît important de rechercher systématiquement les indices de cet aléa. La démarche hydro-volcano-géomorphologique, mettant en convergence tout un éventail méthodologique pour étudier le système hydrologique, semble particulièrement adaptée pour mettre en évidence ce genre de phénomène rare.

8.3.2. La crue record : un risque difficilement prévisible à anticiper

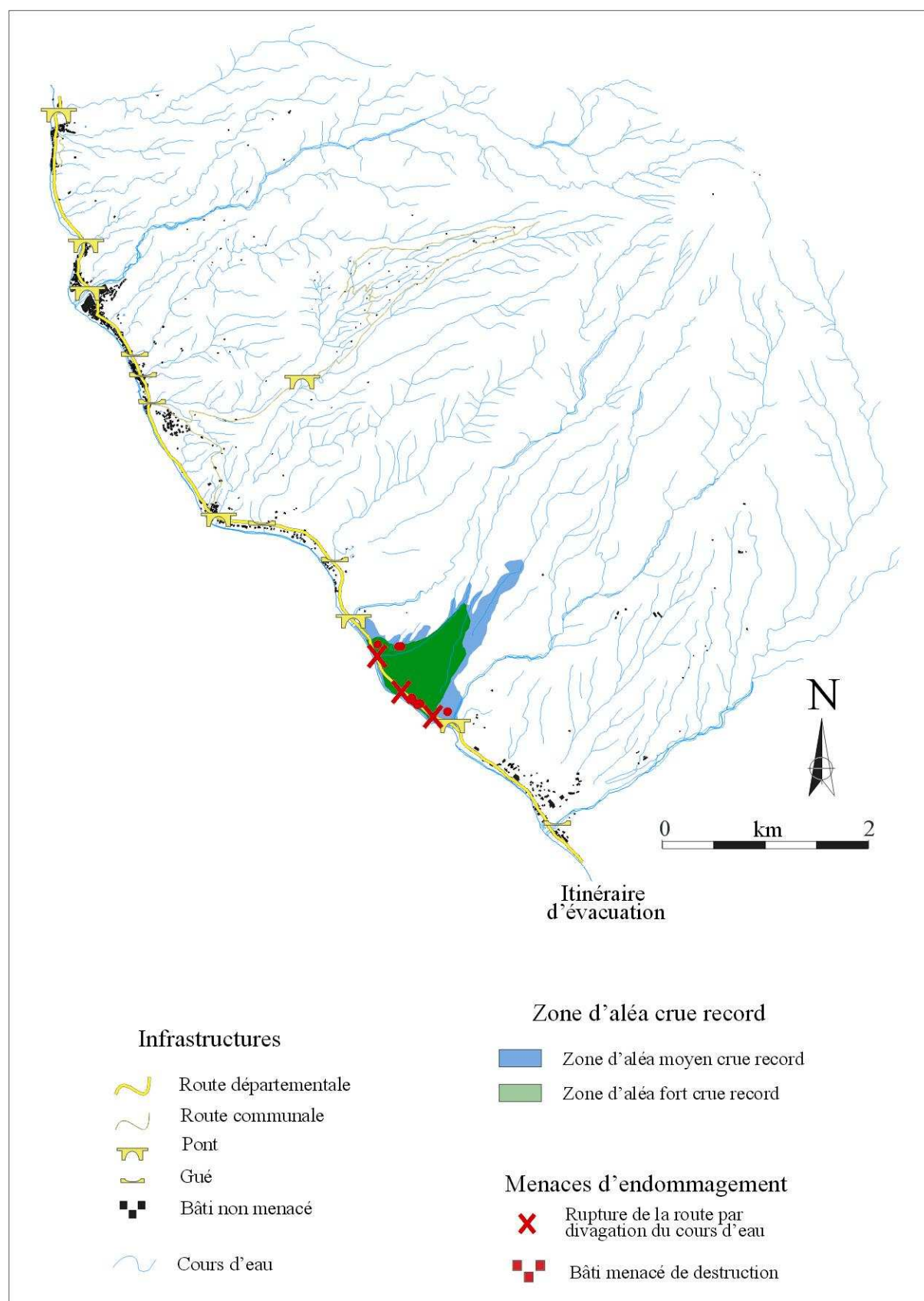
Lors d'une crue record, élément morphogène majeur pour les cours d'eau en formation sur les dépôts pyroclastiques récents, le pic de crue atteint un volume supérieur à la capacité du lit, et les flots débordent et divaguent (§ 5-2.3). Dans la Coulée de la Rivière Blanche, la divagation est favorisée et accentuée par l'exploitation désordonnée des carrières, mais surtout par l'absence de gestion du ruissellement (§ 6-2.3).

8.3.2.1. Les risques liés à la crue record de la Coulée de la Rivière Blanche

Prenant en compte cette situation exceptionnelle, le zonage réalisé pour l'aléa "crue record" (aujourd'hui, épisode météorologique supérieur à 150 mm de pluie en 1 heure, § 5-2.3.1) propose des surfaces étendues où la probabilité de perturbation est importante (figure 75). Les destructions seront totales à l'emplacement des lits secondaires dont il est impossible de déterminer préalablement l'emplacement tant la morphologie est chaotique, sans talweg inscrit.

Actuellement, une vingtaine de constructions sont disséminées à l'intérieur de la zone de l'aléa "crue record". Beaucoup correspondent à des bâtiments professionnels dédiés aux carrières, mais certaines maisons d'habitation sont également présentes. La propriété cossue située en bord de côte à l'aval de la Ravine Carrière est particulièrement exposée en cas de crue record. La crue record pourrait surtout endommager la RD 10, suffisamment pour interrompre la circulation. En fonction de l'intensité de la crue record, les deux nouveaux ponts de la Rivière Claire et de la Rivière Sèche pourraient également subir des dommages. Le réseau d'eau potable (déjà menacé par l'érosion côtière) comme celui du téléphone risquent également de se rompre, au regard de la dynamique érosive durant la crue record d'août 1993. Le réseau d'électricité, grâce à ces poteaux plus robustes et mieux ancrés, semble quant à lui moins vulnérable.

Figure 75. Les menaces de destruction par les crues record

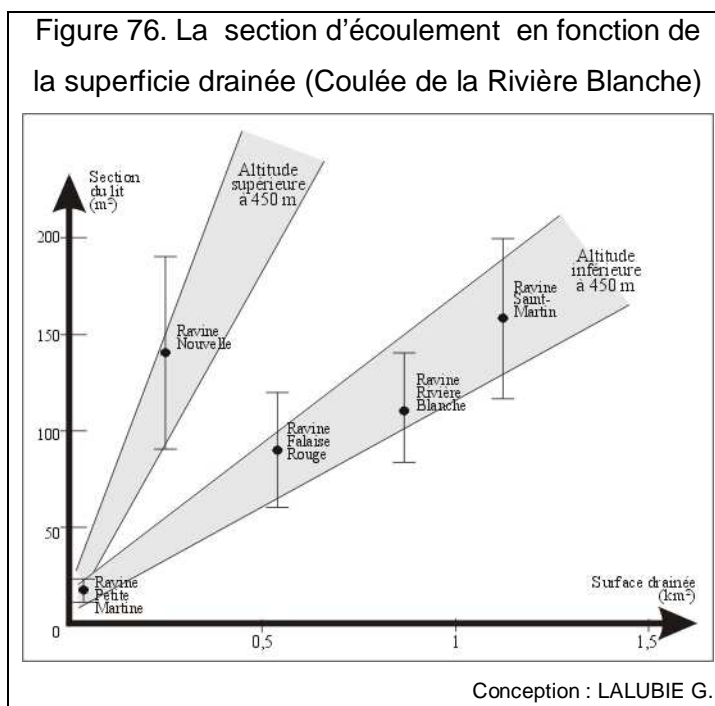


Source : LALUBIE G. (2007)

Il est actuellement impossible de prévoir si un phénomène météorologique sera à l'origine d'une crue record. En effet, à la difficulté de prévoir les volumes de précipitations, malgré les images radars de Météo France, s'ajoute l'ignorance du coefficient de ruissellement durant le phénomène. La prévention demeure alors l'unique moyen de gestion de ce risque. Les caractérisations phénoménologiques durant la crue record (§ 5-2.3) apportent la possibilité d'anticiper les espaces nécessaires à l'évacuation des fluides de la crue record.

8.3.2.2. Les caractéristiques morphologiques communes du réseau hydrographique en formation

Sur un graphe de dispersion, les sections moyennes du lit des cours d'eau, déterminées sur le terrain, reportées en fonction de la superficie drainée permettent d'extrapoler les sections nécessaires à l'écoulement naturel pour une pluie équivalente à celle de la tempête tropicale Cindy, soit 150 mm en 1 heure (Figure 76). Ne disposant malheureusement que de peu de points à incorporer sur notre graphe, ce dernier est le résultat d'un principe illustratif.



Il ne doit surtout pas être considéré comme le résultat d'une équation mathématique ou d'un calcul statistique. En outre, certains d'entre-eux cachent des particularités qui rendent leur représentativité discutable :

- les reliques du lit de la Ravine Rivière Blanche ont pu être modifiées par l'exploitation des matériaux ;
- le lit de la Ravine Nouvelle est le seul bassin versant en altitude ;
- le lit de la Ravine Saint-Martin a subi le passage de lahars (§ 5-3.2, appendice 7, A7-3).

Le point représentant la Ravine Nouvelle est largement excentré par rapport à ceux des autres cours d'eau (Figure 76). Cela traduit le gradient probable de précipitations pendant Cindy, en fonction de l'altitude entre le sommet et la base du volcan. Cela signifie que pour les ravines prenant leur source à faible altitude, la crue record a été moins violente qu'en

altitude. Nous disposons évidemment de trop peu de points pour pouvoir réellement obtenir une droite de régression. La zone correspondant à la Ravine Nouvelle n'est présentée que pour illustrer le principe de la réflexion.

La pente du cours d'eau est un facteur primordial contrôlant la section du lit. Cependant, sur ce genre de stratovolcan andésitique, les dépôts pyroclastiques ayant une pente relativement homogène aux alentours de 10 %, les cours d'eau en formation ont également des pentes et des profils longitudinaux comparables (figure 49). La pente n'est donc pas une variable discriminante pour ces cours d'eau en formation. En revanche, les différences peuvent devenir non négligeables à proximité des embouchures, lorsque la pente s'adoucit.

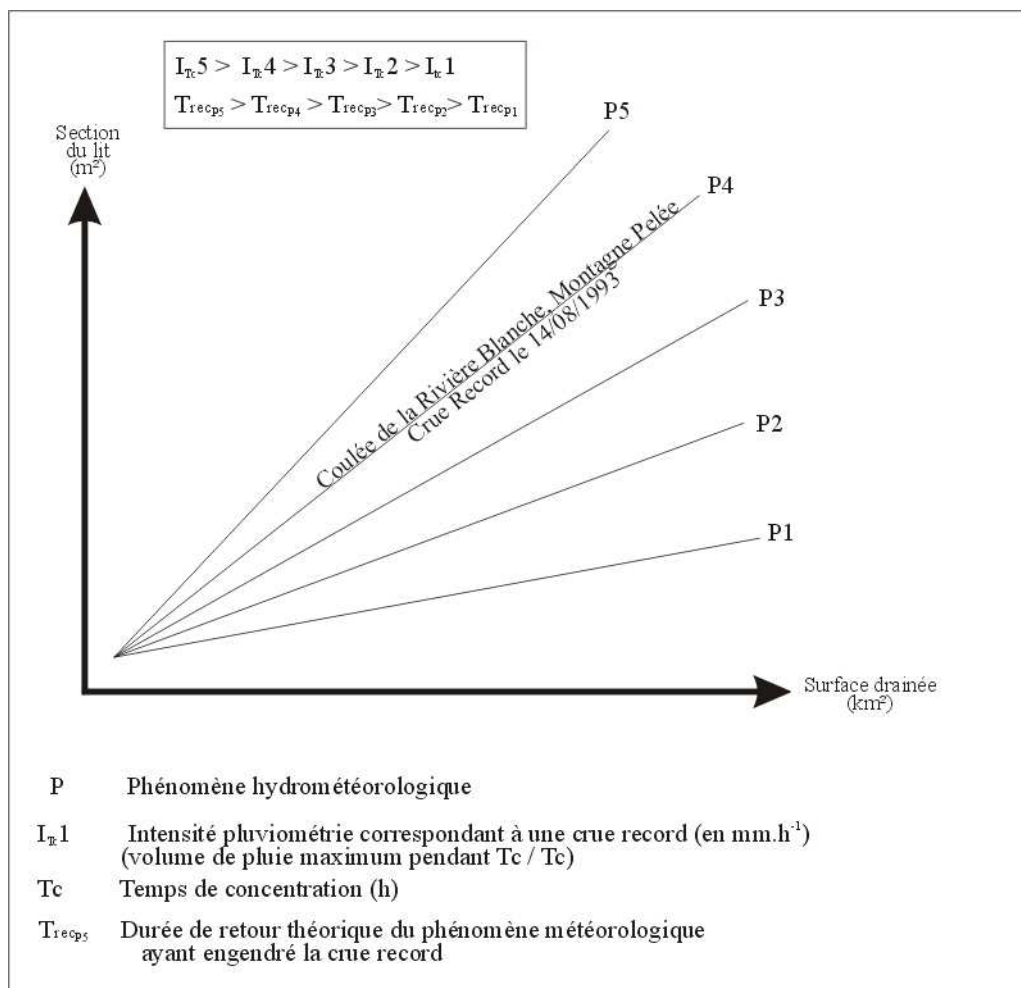
Pour affiner la méthode, et débiter un traitement statistique, il serait intéressant de collecter davantage de points sur le terrain. L'implantation d'un réseau pluviométrique dense aurait également montré ici toute son utilité. L'obtention d'une droite de régression de la section du lit en fonction de la surface drainée, pour une pluie donnée, trouve son utilité dans le fait que l'on peut ainsi déterminer la section du lit nécessaire pour une intensité de pluie équivalente, pour les cours d'eau en formation sur des nouveaux dépôts pyroclastiques.

8.3.2.3. Une méthode préventive avant la réoccupation des dépôts volcaniques

Le concept de crue record est très intéressant dans la notion de calibrage de ces cours d'eau en formation. La droite de régression théorique obtenue, de la section du lit en fonction de la surface du bassin versant drainé (figure 76), correspond à la crue record de la tempête tropicale Cindy avec une intensité pluviométrique définie. Si nous pouvions mesurer d'autres exemples de réseau hydrographique en formation pour d'autres valeurs de précipitations correspondant également à une crue record, nous obtiendrions différentes droites de régression (figure 77).

Compte-tenu des difficultés méthodologiques, mais surtout de l'extrême difficulté d'instrumentation de ces espaces en raison d'une morphodynamique si intense, il sera très difficile d'obtenir des mesures débitométriques pour caractériser les crues record. A ce titre, les nouvelles technologies radar Doppler sans contact pourraient probablement s'avérer intéressantes pour ces milieux (HARITCHABALET C. *et al.*, 2009). En attendant d'obtenir des mesures directes et pour les crues record déjà établies, nous serons obligé de nous attacher aux précipitations, consultables dans les services météorologiques. La difficulté proviendrait alors de pouvoir comparer les épisodes pluvieux, responsables des crues record, entre eux. Pour ce faire, et sous climat intertropical exclusivement, il serait possible de prendre le volume de précipitation maximal de l'événement record, sur un pas de temps correspondant au temps de concentration (T_c) du cours d'eau concerné.

Figure 77. Abaque théorique de la section du lit d'un cours d'eau en formation en fonction de la superficie drainée et des précipitations



Conception : LALUBIE G.

Ce volume serait transformé en intensité maximale moyenne en le divisant par ce même temps de concentration. On obtiendrait ainsi une intensité de pluie maximale de la crue record (I_{Tc}), en relation avec l'intensité maximale de la lame d'eau écoulee adimensionnelle, et par conséquent, en relation aussi avec le pic de crue spécifique.

On obtiendrait :

$$I_{Tc} = (Vol_{pmaxTc} / Tc)$$

Avec :

I_{Tc} = Intensité des précipitations d'une crue record (mm.h⁻¹)

Vol_{pmaxTc} = Volume maximal de pluie pendant la durée du temps de concentration (mm)

Tc = Temps de concentration du bassin versant (h)

Ainsi, en multipliant les exemples et les lieux d'étude, on pourrait obtenir une relation très intéressante entre la section du cours d'eau, la surface du bassin versant et les intensités pluviométriques (figure 77). Cet abaque s'appliquerait au cours d'eau en formation répondant à plusieurs critères :

- des dépôts non cohérents ;
- une surimposition très peu contrôlée par les reliefs non ennoyés ;
- une pente d'environ 10 %, correspondant aux plateaux en pente douce ;

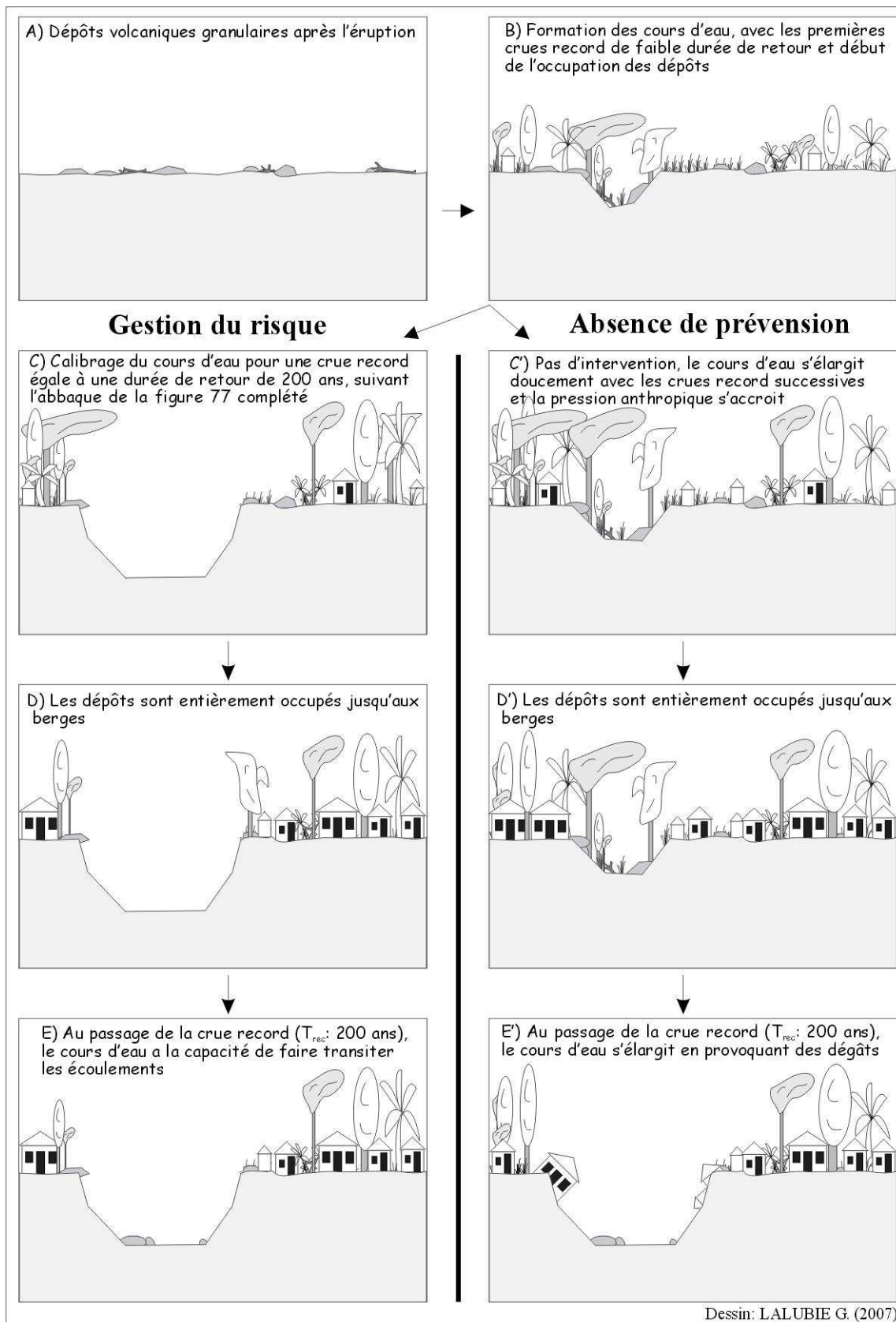
Il serait également envisageable de déterminer des abaques similaires pour d'autres pentes caractéristiques, supérieures si nous tendons plus vers un cône d'éboulis pyroclastique, ou, inversement, moins prononcées si nous sommes sur des dépôts lahariques en plaine.

Pour un épisode pluvieux record que l'on choisit, il deviendrait alors possible d'extrapoler le calibre de la section nécessaire à un cours d'eau. Ce concept de crue record, puis la théorie de calibrage des cours d'eau en formation qui en découle, sont donc très importants pour les régions dont les dépôts volcaniques sont rapidement anthropisés (INBAR M. *et al.* 2001; GAILLARD J-C., 2002, 2008), notamment dans les sociétés les plus vulnérables, à forte densité de population et à faible Indice de Développement Humain (LEONE F., 2007). Le danger principal de ces cours d'eau en formation provient du fait qu'ils ne coulent presque jamais et que leurs lits sont rapidement effacés du paysage. La réimplantation de la population sur les nouveaux dépôts se fait alors sans nécessairement tenir compte du ruissellement, et si cela était le cas, en sous-estimant très certainement la crue record suivante !

Avec les abaques constitués, il deviendrait possible d'inscrire le lit du cours d'eau dans les dépôts volcaniques avant l'occupation de ses rives (figure 78).

Le dimensionnement préventif du cours d'eau, en fonction d'une pluie de récurrence choisie (correspondant à la crue record la plus importante prévisible), permettrait d'éviter d'une part l'implantation humaine en lieu et place de l'inévitable futur lit et, d'autre part, de limiter les débordements et leurs conséquences sur l'ensemble des constituants de l'occupation anthropique. Cette opération préventive morphologique n'a de sens que si les lahars post-éruptifs aux laisses sédimentaires ne viennent plus combler le vide artificiellement créé.

Figure 78. Illustration de la prévention à mener concernant les cours d'eau en formation sur les dépôts volcaniques, avec la notion de crue record



Conception : LALUBIE G.

Pour compléter cette ébauche de réflexion sur la crue record, il conviendrait d'observer différents cas que nous proposons les volcans à travers le monde, afin ;

- de fournir des valeurs à l'abaque présenté (figure 77) et obtenir les relations recherchées ;

- de comprendre les processus spatio-temporels de la réimplantation humaine sur les dépôts pyroclastiques (et lahariques) historiques ;

- d'estimer la durée nécessaire à la crue record d'agir comme le facteur morphogène principal (changement d'échelle spatiotemporelle).

Le concept de crue record permet ainsi de mettre en place une action de prévention, efficace et basée sur le long terme, en accord avec la notion de développement durable. Les implications, qui en découlent, peuvent concerner et avoir des répercussions dans l'aménagement du territoire à l'échelle de l'ensemble des strato-volcans explosifs actifs. De l'ensemble de notre approche hydro-volcano-géomorphologique, le phénomène de crue record reconnu, et ses implications conceptuelles, représentent un axe innovant, directement utile dans la gestion des risques dits naturels et dotée d'une portée étendue.

8.3.3. Une activité géomorphologique permanente

En fréquentant les cours d'eau de la Coulée de la Rivière Blanche, on peut constater que la très grande majorité du linéaire des escarpements bordant les cours d'eau est instable et en phase d'ébouilisation (Figure 50, § 5-3.1b), c'est-à-dire avec des chutes de matériaux de faible ampleur, mais chronique (FRANCOU B., 1988; BROCHOT S. *et al.*, 1998). Faute de matériaux subjacents et d'avoir été tassé suffisamment longtemps, les dépôts pyroclastiques des dernières éruptions sont extrêmement instables. Ils s'écroulent sous forme de petites chutes de particules avec un nuage de poussière associé, lesquelles produisent un effet sonore permanent quand on marche dans le lit ; cela rendant par d'ailleurs les observations scientifiques parfois assez périlleuses (appendice 5, A5- 2.2.3.2). Il en est ainsi pour tous les escarpements créés à la faveur d'une piste ou d'un front de taille de carrière. Dans ces conditions d'instabilités lithologiques, l'ensemble des aménagements nécessitant des travaux de terrassement mérite une attention toute particulière dans le calibrage des protections et la résistance des matériaux.

De plus, les cours d'eau sont en phase de croissance et s'élargissent au fil du temps. Sur la Rivière Claire et la Ravine Saint-Martin, nous avons rencontré des exemples où le recul des escarpements pouvait atteindre plusieurs dizaines de mètres en cinquante ans (appendice 5, A5- 2.2.3). Les petites ravines s'élargissent également au fil des crues record successives (§

5-2.3). D'autre part, la densité de drainage naturelle élevée (6 km^{-1} , appendice 5, § A5- 2.3), donne une longueur moyenne des versants (ici des surfaces relativement planes) inférieure à quatre-vingt dix mètres. La comparaison du recul des escarpements longeant les cours d'eau avec la longueur moyenne des versants indique que tout aménagement édifié à l'intérieur de la Coulée de la Rivière Blanche pourra se trouver menacé du sapement de son sous sol par un mouvement de terrain. Le volet aléa mouvement de terrain du PPR de la commune de Saint-Pierre (DDE, 2004b) ne prend pas en compte la spécificité lithologique et les caractéristiques hydro-géomorphologiques du secteur.

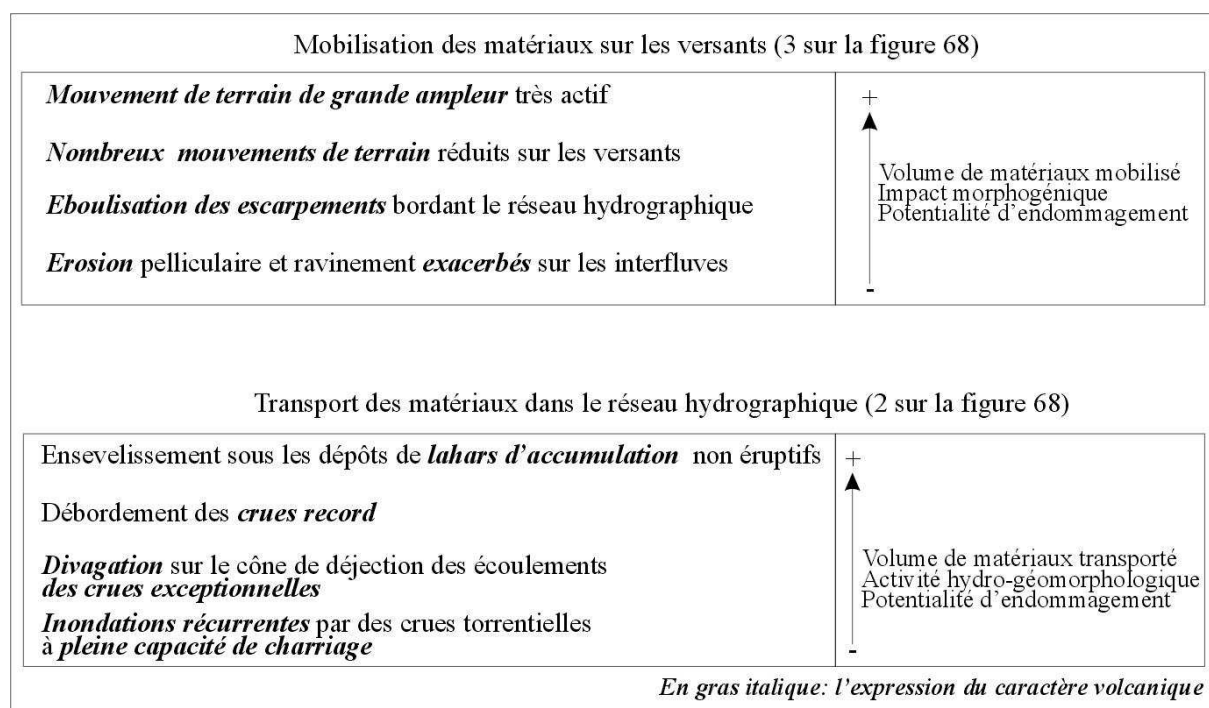
Les risques spécifiques aux milieux volcaniques très jeunes

La mise en place rapide de matériaux pyroclastiques génère des déséquilibres morphologiques majeurs. Une ou plusieurs vallées sont transformées en plateau en pente douce sans système de drainage. Les remobilisations des matériaux ultérieures atténuent les déséquilibres morphologiques générés par l'éruption et permettent de tendre à nouveau vers des profils d'équilibre. Les processus hydro-volcano-géomorphologique majeurs mis en action sont : les nombreux mouvements de terrain et l'éboulement sur les escarpements le long du réseau hydrographique ; les lahars non éruptifs ; les crues records ; la divagation des écoulements concentrés ; les processus d'érosion pelliculaire et de ravinement. Ce travail de rééquilibrage met en jeu des volumes bien supérieurs à une « simple » érosion de versant, fut-elle sur des matériaux non cohérents et des reliefs prononcés, tels qu'on les rencontre ailleurs sur le flanc Caraïbe. Ils engendrent des aléas bien plus menaçants et bien plus étendus que l'inondation telle qu'on la conçoit sur des torrents de montagne (SURELL A., 1841; TRICART J., 1974) ou méditerranéens (VINET F., 2003; BALLAIS J.L. *et al.*, 2005). Il est fondamental de bien gérer et de prévoir avec prudence toute forme d'aménagement au sein de ces espaces recouverts de nouveaux dépôts pyroclastiques.

Conclusion : Les risques torrentiels accrus en contexte volcanique

Le contexte volcanique explosif, hors crise volcanique, accentue la menace des crues torrentielles tropicales déjà très marquée du fait de l'importante charge de fond des écoulements de crues. Ce charriage favorise la divagation des flux quand le relief s'adoucit et que les versants s'écartent pour laisser place au cône de déjection, mais également les processus d'érosion et d'affouillement. Ces phénomènes prennent d'autant plus d'ampleur que les dépôts volcaniques sont récents. Les volumes de matériaux mobilisés deviennent si importants sur les dépôts volcaniques historiques que des aléas supplémentaires et spécifiques par leur ampleur sont à prendre en compte (figure 79).

Figure 79. Les aléas hydro-volcano-géomorphologiques non éruptifs



Conception : LALUBIE G.

D'autres facteurs, faisant intervenir la composante anthropique, renforcent encore davantage cette situation de risque. L'absence d'écoulement dans les cours d'eau drainant les matériaux jeunes renforce la proximité de l'occupation humaine avec le réseau hydrographique. De plus, les réseaux linéaires et non hiérarchisés (routier, téléphonique et électrique) desservant les flancs du volcan contribuent à accentuer la vulnérabilité des habitants et de leurs activités, par un phénomène d'enclavement.

La rencontre de phénomènes hydro-volcano-géomorphologiques, d'une ampleur telle qu'il est difficile de s'en protéger, avec des enjeux, n'y étant nullement préparés, peut conduire à une situation potentiellement catastrophique. Il est impossible de prévoir son occurrence, mais elle surviendra.

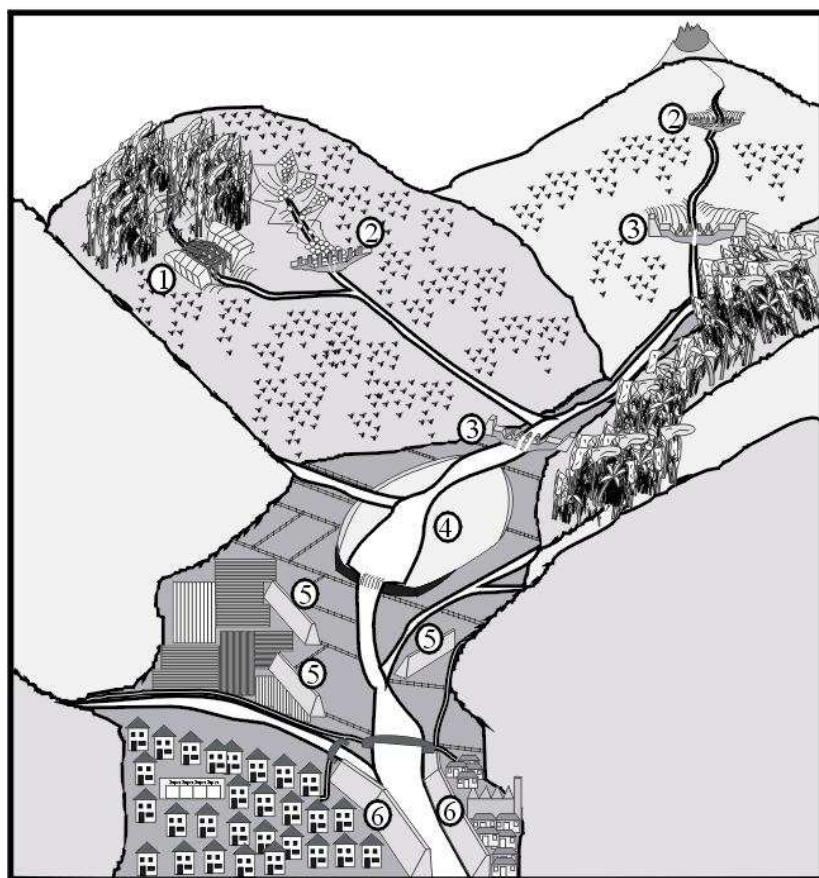
Ce regard croisé entre l'hydrologie et la géomorphologie volcanique en période de repos volcanique apporte une vision globale permettant d'établir et de compléter la liste des aléas hydro-volcano-géomorphologiques en climat intertropical, générant des risques rattachés au système hydrologique, par la mise en évidence de processus géomorphologiques attachés aux milieux volcaniques. L'hydro-géomorphologie volcanique, par son angle de vision, apporte ainsi une amélioration dans le domaine de l'évaluation et de la prévention du risque torrentiel.

Des solutions d'infrastructures existent pour se prémunir de ces aléas hydro-volcano-géomorphologiques (SABO département, 2001; figure 80). Elles sont parfois titanesques mais répondent aux attentes des îles volcaniques densément peuplées et ayant un niveau de développement élevé, comme à la Martinique. Il reste maintenant à diffuser ces acquis auprès des responsables de la gestion du risque et de l'aménagement du territoire dans tous ces pays possédant des volcans explosifs actifs, afin que cette connaissance soit intégrée au mieux en amont des politiques d'aménagement du territoire, mais également quelle stimule éventuellement la prise de décision de tels financements quand les potentialités économiques sont présentes.

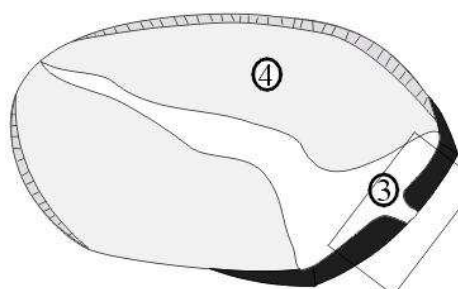
Si l'investissement paraît inabordable pour les pays les moins avancés (PMA) et en développement (PED), il peut en revanche contribuer à la dynamique économique des pays développés. Pour la Martinique, ces aménagements SABO contribuent aux transferts de fond, de technologie et de compétences provenant de la Métropole et participe à l'activité économique de l'île, avec une petite dizaine d'entreprises de quelques uns à une vingtaine d'employés (estimation personnelle). Actuellement, leurs activités de protection se concentrent sur la protection des routes de montagne : de leurs escarpements amont ou de leur talus de remblai à l'aval ; et des falaises mortes quand elles menacent les occupants de la plaine littorale. Les protections à l'intérieur du réseau hydrographique se limitent en l'endiguement des berges (et d'un micro barrage filtrant sous dimensionné au Prêcheur, à la Ravine Préville).

Figure 80. Des dispositifs de protection contre les aléas hydro-volcano-géomorphologiques

A) Répartition des différents aménagements sur le bassin versant



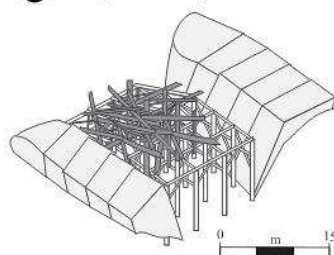
- 1) : Barrage tubulaire : piège les débris végétaux flottants
- 2) : Barrage à pieux : piège les très grosses granulométries
- 3) : Barrage filtrant : piège les sédiments grossiers
- 4) : Barrage poche de sable : piège les particules fines
- 5) : Digue d'entraînement : canalise les débordements
- 6) : Endiguement : empêche les débordements



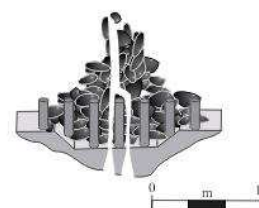
④ Plage de dépôts pour le stockage des sédiments. Le barrage en aval ③ dépendra de la granulométrie des sédiments. La taille et le volume dépendent de l'ampleur des phénomènes et de la place dans le lit majeur

B) Détail de protections actives

① Barrage tubulaire pour flottants



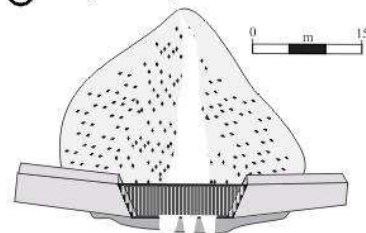
② Barrage à pieux



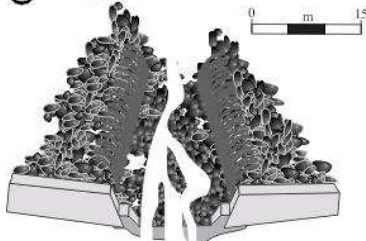
③ Barrage filtrant pour sédiment grossier



③ Barrage filtrant pour les matériaux fins



③ Barrage écreteur



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

Chapitre 9

Evolution des risques inhérents aux cours d'eau du flanc Caraïbe et leur prévention depuis cinquante ans

Introduction : Un gradient d'anthropisation robuste malgré les bouleversements humains et physiques

Un volcan représente une inversion du modèle centre - périphérie, dans la mesure où la partie sommitale de l'édifice offre des conditions inhospitalières.

La Montagne Pelée est vide de toute occupation humaine, en dehors, actuellement, des relais de télécommunication. L'occupation humaine et la mise en valeur du territoire furent autant influencées par l'histoire douloureuse du massif. Le gradient anthropique en direction de l'aval débute avec les petites exploitations agricoles. Si au lendemain de l'abolition de l'esclavage, les hauteurs de l'édifice (transition entre le cône volcanique et les piedmonts, soit vers 500 m d'altitude) ont été occupées par de nombreuses petites exploitations, chacune équipée d'un logement en bois (la case), l'exode rural des années 1960 a frappé en premier lieu les hauteurs de cette région excentrée de la capitale et au climat très humide. L'habitat dispersé avait totalement disparu. Actuellement, il semble qu'un regain d'intérêt pour ces terres s'amorce (serres, logements...). A cette paysannerie, plus en aval succèdent les grandes plantations de culture d'exportation. L'activité des grandes propriétés a traversé l'histoire en évoluant avec le marché international, mais elle demande toujours plus d'investissement. Quelques grandes propriétés ont aussi été démembrées pour donner actuellement des quartiers ruraux. La plus forte densité d'occupation et la plus importante mise en valeur du territoire se situe proche du littoral. On y retrouve l'unique route desservant les noyaux urbains, lesquels, sur la côte au vent ont été implantés aux endroits où la falaise offre un accès à la mer : ce dernier étant parfois aménagé en port avec un embarcadère.

Par son statut institutionnel, la Martinique, et par conséquent le massif de la Montagne Pelée, n'échappe pas à l'augmentation des enjeux aussi bien en termes de valeur financière liée au progrès technologique et à la croissance de l'Indice de Développement Humain (IDH), qu'en termes de vulnérabilité en corrélation avec leur complexité et leur interdépendance avec l'extérieur (fournisseurs et distributeurs). Alors que la population est en légère diminution autour du massif (- 0,4 % sur les vingt dernières années, INSEE, 2007)

la croissance du taux de construction d'établissement humain est de 1% par an sur la même période (LALUBIE G., 2007). Ce phénomène est largement plus accentué sur la côte caraïbe, fréquentée par de néo-ruraux travaillant à Fort-de-France. En 2004, on dénombrait 1 025 constructions sur la frange littorale du flanc Caraïbe de la Montagne Pelée, alors qu'en 1951, on n'en comptait seulement que 422. Le taux d'augmentation est de 143 % en 53 ans, d'où un taux de croissance de construction annuel de 2,7 %, largement supérieur à celui de l'ensemble du massif.

Le gradient anthropique vers l'aval, avec l'augmentation du nombre, de la valeur et de la vulnérabilité des enjeux, constitue une constante forte. Même s'il a été largement perturbé par les chocs de l'histoire, la culture des civilisations qui l'occupe et les catastrophes éruptives successives, ce gradient a toujours subsisté.

9.1. Une occupation de l'espace sans tenir compte des risques dits naturels

Plus de la moitié du bâti du flanc Caraïbe était menacée par de potentiels débordements en 2004 (§ 8-2.1). Cette situation était déjà alarmante en 1951 (tableau 14).

Tableau 14. Evolution diachronique du bâti sur le flanc Caraïbe

Aléas	Années		Flanc Caraïbe									
			1951		1982		1988		1992		2000	
	Nombre	%	Nombre	%	Nombre	%	Nombre	%	Nombre	%	Nombre	%
Zone divagation	55	13	78	11	74	10	83	10	91	10	99	10
Zone 1 inondation fréquente	67	16	138	19	139	19	151	19	162	19	178	17
Zone 2 inondation exceptionnelle	193	46	320	44	296	41	326	41	337	39	395	39
Zone 3 inondation saumâtre	36	9	62	9	58	8	65	8	50	6	61	6
Zone 1+2+3 inond. except. et houle cyclon.	264	63	462	64	439	61	481	60	504	58	578	56
Risques 0	158	37	320	44	277	39	317	40	364	42	447	44
Nombre d'habitations total	422	100	725	100	716	100	798	100	868	100	1025	100
Zone inondation Crue Record	0	0	4	1	4	1	8	1	14	2	20	2
Zone divagation Crue Record	0	0	3	0	4	1	7	1	14	2	16	2
Lave torrentielle 2 Prêcheur	36	9	49	7	50	7	47	6	39	4	42	4
Lave torrentielle 3 Prêcheur	140	33	204	28	204	28	198	25	181	21	187	18
Lave torrentielle 3 Totale	140	33	215	30	219	31	204	26	193	22	204	20

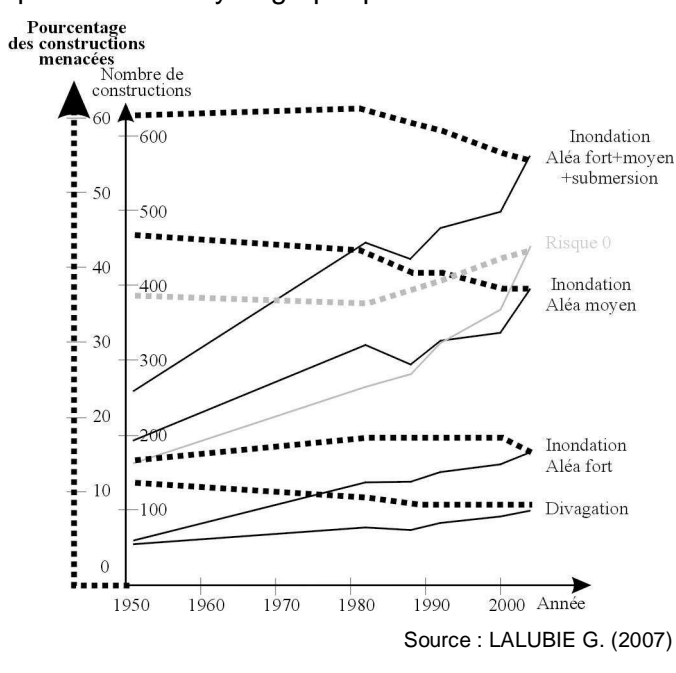
Source : LALUBIE G. (2007)

Entre 1951 et 2004, 200 constructions ont été bâties sur les zones d'inondations périphériques (aléa moyen), 111 dans les zones les plus menacées par les cours d'eau (aléa fort), dont 44 en zone de divagation, c'est-à-dire directement menacées de destruction

partielle en cas de crue exceptionnelle. L'augmentation est similaire en ce qui concerne les inondations côtières d'eau saumâtre (plus 25 constructions en 50 ans). Le nombre de constructions menacées par les débordements exceptionnels de lahars non éruptifs a peu augmenté. Cette situation s'attribue au fait que les zones menacées se situent dans le noyau urbain du Prêcheur, où les places constructibles libres sont peu nombreuses, et dans la coulée de la Rivière Blanche encore peu réoccupée.

Sur la façade Caraïbe, les taux de constructions menacées sont stables depuis les années 1950 (figure 81). Environ 10 % des constructions sont implantées dans la zone de divagation, la plus dangereuse lorsque les débordements sont d'ampleur exceptionnelle (fréquence supérieure au siècle). Le bâti y a progressé tout comme l'existant s'est développé, avec une régularité désarmante durant les cinquante dernières années. Le nombre de constructions non menacées suit une même évolution

Figure 81. Evolution chronologique du bâti menacé par le réseau hydrographique sur le flanc Caraïbe



(tableau 14, figure 81) avec un taux aux alentours de 40 % et 290 nouveaux bâtiments.

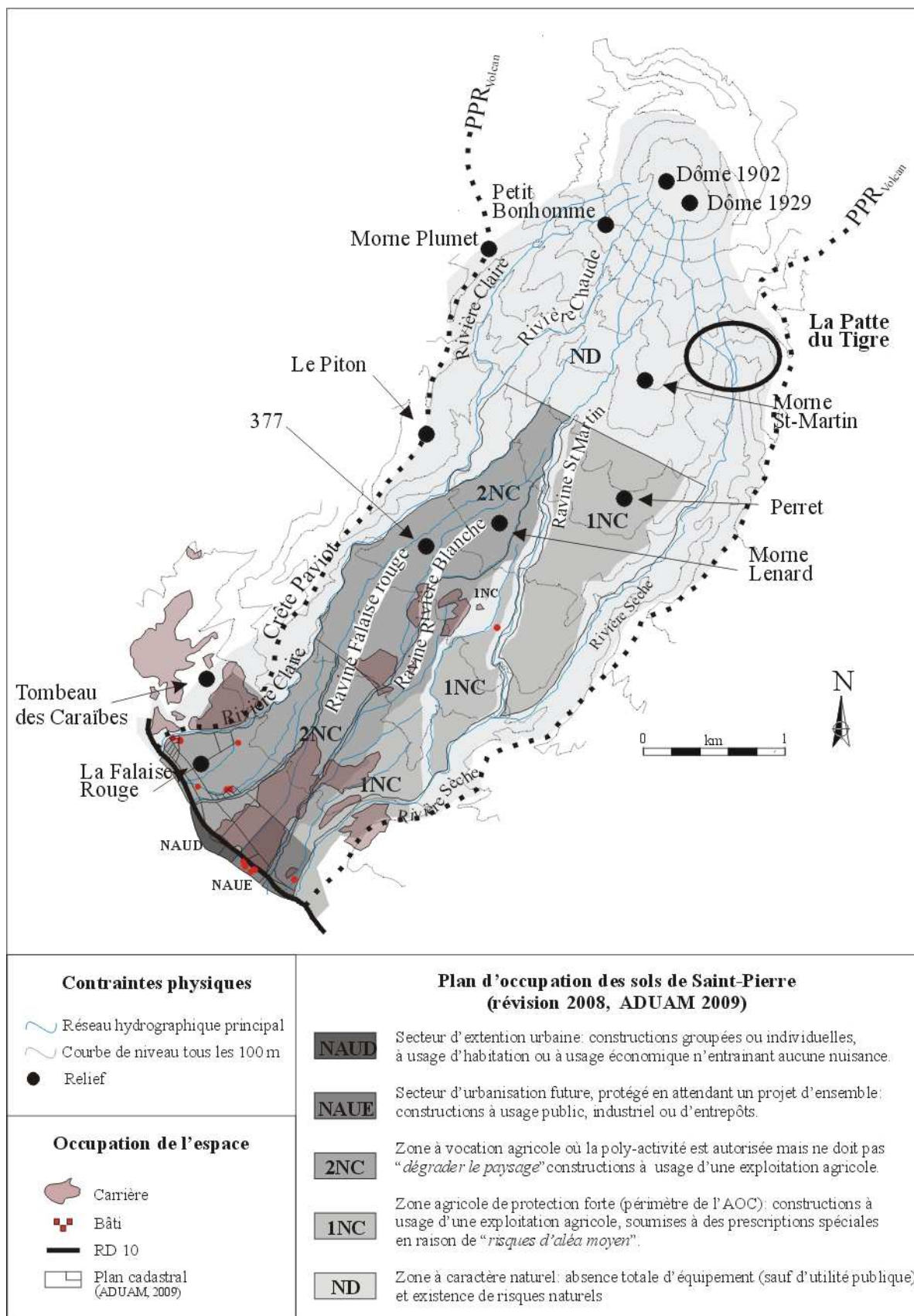
La situation perdure malgré la mise en place de réglementations censées planifier l'occupation du territoire. Sur le flanc Caraïbe, entre les années 2000 et 2004, 16 nouvelles constructions ont été réalisées en zone "aléa fort" et "aléa submersion", zones fréquemment exposées en cas de phénomènes hydro-météorologiques remarquables à exceptionnels. Cette tendance se confirme sur l'ensemble de l'île où, entre 2000 et 2007, pas moins de 1126 nouvelles constructions ont été bâties à l'intérieur de la zone orange du PPR et 466 en zone rouge (DOUCET J., 2009). Certes, le PPR est entré en application que depuis 2004. Cependant, il y avait déjà les atlas communaux des risques favorisant la diffusion de la connaissance et auprès des acteurs concernés mais également le Plan d'Occupation des Sols (P.O.S.). Ce ne sera donc pas le premier exemple d'une réglementation insuffisamment appliquée.

En revanche, par le passé, le flanc caraïbe a régulièrement payé un prix fort face aux inondations (SAFFACHE P., 1998), et plus récemment a été frappé de plein fouet par la tempête tropicale Cindy en août 1993 et par la houle cyclonique de Lenny en novembre 1999. Les dégâts sont encore gravés dans les mémoires.

Ainsi, compte tenu des éléments suivants : du doublement du nombre de constructions ; outils de réglementation ; la dernière catastrophe de 1993 encore en mémoire ; la prise de conscience collective depuis la décennie 1990 (Décennie Internationale pour la Réduction de Désastres Naturels des Nations Unies ; International Decade for Natural Disaster Reduction : IDNDR - 1990-2000), on aurait pu s'attendre à observer une diminution du taux de constructions menacées : il n'en a rien été, ni de la part des particuliers, initiateurs de la construction, ni des décideurs (également particuliers dans leur vie privée). Nous ne pouvons que constater le peu de prise en compte de l'aléa communément appelé hydrologique dans la politique d'aménagement du territoire. Le Plan d'Occupation des Sols (révision 2008, ADUAM, 2009) et le cadastre de la Coulée de la Rivière Blanche illustrent parfaitement ce manque (figure 82). Les zones constructibles (NA UD et NA UE du POS) sont situées dans la zone de divagation de la Ravine Rivière Blanche et à l'aval des zones d'exploitation des carrières, où le ruissellement pluvial n'est pas maîtrisé. Des constructions à vocation d'habitation ont été récemment bâties dans une zone 2NC du POS à vocation agricole. Dans la Coulée de la Rivière blanche, seuls les risques volcaniques (zone 1NC et ND, figure 82) et le risque hydrologique dans les grandes vallées (zone ND) sont pris en compte dans le POS de Saint-Pierre. Nous avons déjà observé que la menace des petites ravines n'étaient pas considérée sur l'ensemble du flanc Caraïbe (§ 6.2.3, figure 60, appendice 11) ; le danger que représente la divagation du réseau hydrographique en formation ne l'est pas plus. Le découpage cadastral à l'intérieur de la Coulée de la Rivière Blanche met également en évidence une tendance à la division de certaines parcelles en vue probablement de l'édification de maisons individuelles. Ces parcelles à lotir se situent sous la menace de la Rivière Claire (aléa lahar) et de la Ravine Falaise Rouge et de la Ravine Coudée (figure 82). Le PPR Martinique aléa volcanique (DDE, 2004) constitue l'unique rempart à la construction à l'intérieur de la Coulée de la Rivière Blanche, alors que nous venons de voir combien il était déjà fragile pour l'aléa inondation, bien plus fréquent.

Malgré ces exemples, à la Martinique, il est indéniable qu'une prise de conscience se généralise auprès des acteurs de l'aménagement du territoire et de toute la population, afin de se prémunir contre les catastrophes naturelles (diffusion d'informations, journées Replik, Club Risque, campagnes médiatiques, formation du secteur du BTP...). D'autres facteurs s'imposent donc avec plus de force que ces très contraignants aléas naturels.

Figure 82. L'occupation de l'espace dans la Coulée de la Rivière Blanche



Conception : LALUBIE G.

9.2. Des marges de manœuvres limitées face à la pression foncière

Il est établi que la vulnérabilité des constructions face aux cours d'eau n'est pas suffisamment prise en compte dans la politique d'aménagement du territoire. On peut malheureusement faire un constat similaire face aux autres aléas naturels, comme les tremblements de terre, les éruptions volcaniques et les mouvements de terrain (LEONE F., 2006). Alors, pourquoi si peu de précautions face aux risques naturels ? La situation du marché immobilier à elle seule et les conséquences qui en découlent, peuvent en partie expliquer cet état de fait.

9.2.1. La flambée des prix du marché immobilier

Depuis les années 1980, les prix de l'immobilier (terrain et bâtiment) augmentent pour atteindre des niveaux relatifs équivalents à ceux des grandes capitales occidentales : seules les classes élevées peuvent y avoir accès. Que ce soit pour l'achat du terrain, ou pour la construction du bâtiment, les tarifs deviennent inabordables pour une très grande majorité de la population. Plusieurs facteurs agissent ensemble pour expliquer la flambée des cours immobiliers :

- l'exiguïté de l'île, dont la surface est par définition non extensible, alors que la pression immobilière augmente ;
- le relief accidenté, les surfaces agricoles et les zones naturelles protégées réduisent d'autant les surfaces constructibles ;
- l'indivision des terrains devant notaire, depuis plusieurs générations, rend actuellement les partages familiaux très complexes, ou attribue des parcelles trop réduites, interdisant ainsi toute construction ;
- le marché de l'habitat ancien est très réduit, du fait de la mobilité des personnes moins importante que dans les grands pays continentaux d'une part, et, d'autre part, que la construction en dur ne s'est généralisée que depuis les années 1970. La tension immobilière actuelle dynamise de plus en plus le marché de l'ancien ;
- la défiscalisation sur la construction de l'habitat individuel attire les personnes plus fortunées de Martinique ou de la France métropolitaine, à l'acquisition des rares terrains en vente et à construire sans vraiment compter. En effet, plus elles dépenseront dans leur projet immobilier, moins elles payeront d'impôts ;
- le manque d'habitat collectif augmente aussi la pression sur les terrains constructibles libres, même si actuellement, de plus en plus de résidences sont construites en réponse à la flambée du foncier.

Par cette situation immobilière particulière, les terrains à bâtir sur le marché sont essentiellement inclus dans les lotissements. Seuls quelques terrains familiaux divisés, participe au mitage en accueillant un habitat dispersé en progression. Dans ce marché de l'immobilier déjà très tendu et si lucratif, jusqu'à quel point peut-on se priver de terrains constructibles ?

9.2.2. Les autres facteurs sociétaux secondaires

D'autres facteurs, plus ou moins reliés au marché de l'immobilier, entrent également en compte. Pour les personnes possédant du foncier, il devient très difficile de leur interdire de construire sur leur propriété, fut-elle en zone d'aléa très fort, alors qu'il n'existe pas de solutions alternatives.

De plus, la pénurie de logements sociaux incite également les personnes les moins favorisées, à construire des logements sur les terrains familiaux (parfois toujours en indivision), de manière discrète et progressive le week-end, avec l'aide de la famille et des amis : c'est le "coup de main". Ce genre de procédé débute généralement par une petite construction précaire, laquelle se transforme au cours du temps en un habitat permanent en dur. Pour les autorités, il est alors difficile d'intervenir. En effet, au début, la construction est trop petite et trop légère pour intervenir, et quand la construction devient imposante, elle est déjà occupée par une famille que l'on ne peut plus déplacer, faute encore une fois de solutions de relogement.

Enfin, les autorités communales, en charge de délivrer les permis de construire, sont également soumises à la pression de leurs électeurs et du besoin de développement de leur commune. Il leur est alors bien difficile de mécontenter les enfants de la commune depuis plusieurs générations, comme de se priver de nouveaux contribuables ou de nouvelles activités économiques.

Tous ces éléments pris individuellement sont anecdotiques mais tendent tous vers une minimisation individuelle de l'aléa, et sa non-prise en compte dans la décision de construction.

9.2.3. Croisement de l'aléa et des contraintes foncières

Ainsi, le poids d'un aléa, qui n'intervient que quelques fois par siècle, devient dérisoire face à la pression immobilière et à la tension du marché foncier.

Devant l'ampleur de la problématique foncière, la région nord Caraïbe (mais aussi la Martinique toute entière) ne peut se priver de grandes surfaces de terrain constructibles. La carte du zonage PPR a d'ailleurs considéré l'enjeu que représentent les zones urbanisées

pour adoucir les contraintes et être plus "tolérant" dans la réglementation de construction, alors que l'aléa est particulièrement menaçant. Ainsi, si la zone est déjà occupée (enjeu fort), il n'y a pas d'interdiction de construire de nouveau logement ni d'agrandir l'existant (PPR, Présentation du règlement, 2004; SCARWELL H-J. *et al.*, 2004). Il s'agit ainsi de limiter dans l'espace au maximum les interdictions de construction et de répondre de façon progressive en fonction de la fréquence et de la dangerosité de l'aléa.

Concrètement, il paraît totalement irréaliste de vouloir intervenir sur les grandes étendues correspondant à la zone d'inondation "*Aléa moyen*" (inondation exceptionnelle), de récurrence égale ou supérieure à 100 ans. Les inondations n'y étant de surcroît pas très dangereuses. Il semble tout autant difficile, quoique bien plus nécessaire, d'appliquer des restrictions de construction sur la zone "*aléa fort*", où les inondations sont fréquentes (tous les 20 à 30 ans), mais surtout, où les débordements sont dangereux pendant les crues exceptionnelles. Cependant, à l'intérieur des zones de divagation, dans la Coulée de la Rivière Blanche et à l'aval de ravines assez importantes, il paraît en revanche indispensable de limiter les constructions nouvelles. Les inondations y sont fréquentes et les flots sont particulièrement dangereux et destructeurs envers les personnes et les constructions.

Ces zones de divagation, les plus préoccupantes, menacent 10 % des constructions du flanc Caraïbe. Deux problèmes se posent alors : que faire des personnes déjà présentes dans ces zones et comment répondre à l'avenir aux pressions pour de nouvelles constructions ?

Ne pouvant ni expulser les riverains, ni trouver des alternatives de logement, ni même interdire les constructions nouvelles, la prévention reste alors le seul outil à disposition : elle doit être à la hauteur de la menace.

9.3. Quels aménagements dans la Coulée de la Rivière Blanche

Le Coulée de la Rivière Blanche mérite une attention particulière. Que ce soit par les crues exceptionnelles ou, plus encore, par une nouvelle crue record, voire par les lahars non éruptifs (chapitre 5), les aléas hydro-géomorphologiques sont nombreux et destructeurs. Cette situation, largement accentuée par l'activité des carrières (§ 6-2), mais également dissimulée derrière une absence d'écoulement de surface pérenne (conclusion du chapitre 4a), serait susceptible de générer des conditions potentiellement catastrophiques si des personnes devaient s'installer.

La nature lithologique meuble, affouillable et très jeune rend l'ensemble de la zone très instable face aux précipitations. Il paraît bien difficile de contenir ces événements naturels par des digues, des enrochements ou tout autre type de protection au regard de l'ampleur

des phénomènes. De plus, en raison de la morphologie du cratère, ce sera une zone très probablement (mais pas exclusivement) atteinte lors de la prochaine éruption.

Il semble donc nécessaire d'interdire les constructions vouées à l'habitation, à l'intérieur de la Coulée de la Rivière Blanche. Si la pression immobilière avait jusqu'à présent épargné la Coulée de la Rivière Blanche, la tendance s'est actuellement inversée et il y a de grandes probabilités pour que les constructions individuelles se multiplient dans les années à venir : les terrains étant en voie de division (figure 82). La protection réglementaire du PPR, en raison de l'aléa volcanique, semble largement insuffisante face à la pression anthropique qui s'accroît.

Conclusion : Une prévention élémentaire à la hauteur de la menace

La prévention reste donc le seul outil à disposition. Il conviendrait de la conduire sur plusieurs axes à mener de front. Au regard de l'ampleur des phénomènes (crues exceptionnelles, divagations, lahars non éruptifs et crue record), il ne s'agit pas de s'en remettre uniquement à la confiance envers les aménagements structurels qui visent à contenir l'aléa (digue, recalibrage des ouvrages...). De même, contrôler et réduire les enjeux par des textes juridiques semble avoir ses limites (§ 6-3.2), puisque la réglementation est généralement en retard par rapport aux processus d'urbanisation (BALAIS J.L. *et al.*, 2005). Il convient alors d'agir sur la vulnérabilité des populations et de leurs biens.

Le décalage entre la connaissance scientifique et la représentation des risques naturels par les populations vivant sur le volcan (D'ERCOLE R. *et al.*, 1994) démontre la nécessité d'informer et d'éduquer les riverains au sujet des menaces qui pèsent sur eux, mais également des comportements à adopter en cas de catastrophe. Si le milieu scolaire semble un bon vecteur, mais par souci d'efficacité, on peut également envisager de se déplacer chez les habitants, leur montrer concrètement la situation du terrain, avec une question : "où passe l'eau ?". Il s'agirait ensuite de déterminer avec eux les comportements à respecter en cas de débordements, après un repérage des sites protégés les plus proches. Il conviendrait également de faire comprendre aux riverains les plus menacés, habitant dans les zones de divagation, la nécessité d'évacuer leur logement et leurs biens les plus précieux à l'approche d'un phénomène météorologique, prévu pour être d'une ampleur menaçante. En zone urbaine, un trait peint au sol sur la voie publique suivant le zonage de l'aléa divagation serait un excellent moyen pour rappeler aux gens sans ambiguïté la nécessité d'évacuer.

La culture du risque implique également des comportements plus rationnels et plus sûrs concernant les règles de construction pour qu'elles deviennent plus résistantes à l'aléa. Cela

passer par des aménagements de bon sens (travaux de consolidation, mur d'enceinte ...) et le respect de règles de construction simples pour les bâtiments nouveaux. Enfin, trop souvent, le ruissellement superficiel déborde à cause d'un lit obstrué ou tout bonnement inexistant et non matérialisé dans le paysage. Il semble impératif d'assurer, de matérialiser et d'entretenir la libre circulation des flux de crue, mais également de l'écoulement pluvial.

Les résultats d'une opération de gestion rationnelle de la prévention de ce type ne peuvent être visibles qu'à moyen terme. De plus, ils seront de plus difficilement perceptibles et évaluables, car ils ne expriment que lors d'une situation généralement catastrophique. Seul le taux d'endommagement aura été diminué à la faveur des mesures mises en place, mais des désordres subsisteront. La prévention impose de rester mobilisé sur le long terme et ne pas craindre qu'elle soit un frein au développement économique.

Conclusion générale

L'hydro-géomorphologie volcanique : une approche

Nous avons voulu montrer que pour connaître le fonctionnement général des cours d'eau de volcans et aussi appréhender les risques qu'ils représentent, aussi bien pendant les éruptions qu'entre les éruptions, il faut "*mélanger intimement*", plutôt "*croiser*", l'hydrologie (précipitations, débits), la volcanologie (lithologie, apports de matériaux, structure), la géomorphologie (modifications morphologiques, érosion, dynamique torrentielle) et la géographie (anthropisation, vulnérabilité, réponse sociale). Nous nous proposons d'appréhender l'ensemble des risques hydro-volcano-géomorphologiques, en s'intéressant au système et à ces interactions complexes évoluant à l'interface des systèmes hydrologique, volcanique, géomorphologique et humain (figure 02).

En auscultant ce système hydro-volcano-géomorphologique de la Montagne Pelée par cette approche naturaliste, interdisciplinaire, via différentes échelles spatio-temporelles, nous avons essayé de mieux connaître le fonctionnement des cours d'eau, leurs comportements et les menaces qu'ils représentent.

Nous avons pu mettre en avant des faits sur la Montagne Pelée. Nous avons :

- défini une typologie hydro-géomorphologique des cours d'eau du massif ;
- démontré l'existence de lahars dans la Rivière Claire et la Rivière Sèche ;
- proposé un mode de croissance des cours d'eau en formation dans la Coulée de la Rivière Blanche ;
- complété l'état des connaissances concernant les sites hydrothermaux du volcan ;
- mis en relief les phénomènes hydro-volcano-géomorphologiques qui se produisent durant les éruptions :
 - . la production de lahars ;
 - . les modifications des caractéristiques morphodynamiques des cours d'eau ;
 - . les crues fréquentes et anormales.

Cette approche a ainsi permis d'améliorer les connaissances afin de mieux appréhender les risques et leur gestion sur le massif de la Montagne Pelée :

- pendant les éruptions, avec l'amélioration de la surveillance géochimique du volcan, la prévention des lahars éruptifs, et l'observation des réajustements morphologiques des cours d'eau ;

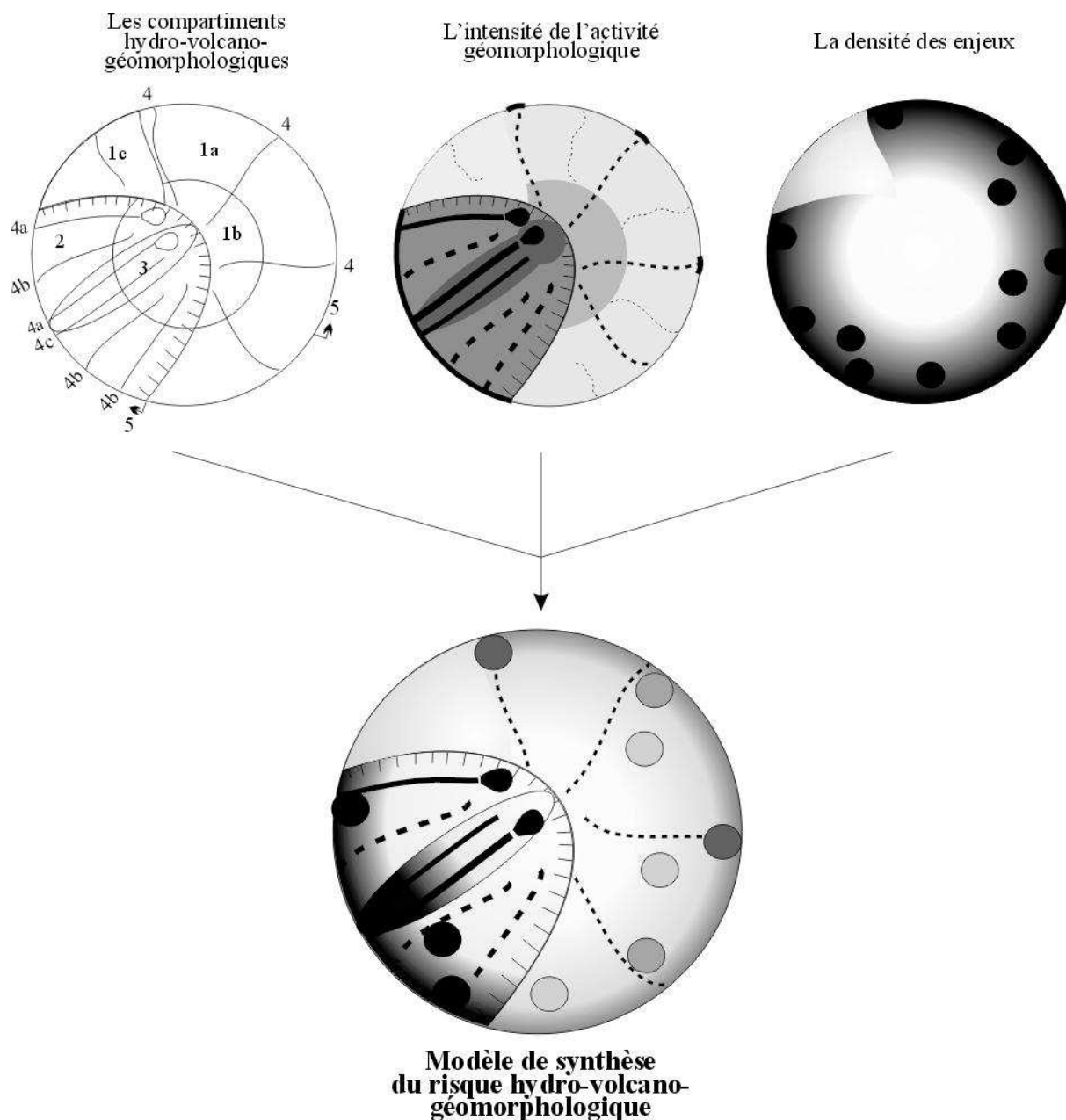
- entre les éruptions, avec une attention portée à la divagation des écoulements sur les cônes de déjection, aux lahars non éruptifs, et aux crues record pour le réseau en formation. En mettant en évidence le phénomène de crue record, nous avons également développé une stratégie dans la gestion des risques, concernant la réimplantation humaine des espaces ensevelis durant une éruption récente, qui est applicable à l'ensemble des cours d'eau en formation sur des dépôts de volcans explosifs d'arc.

Cette approche nous paraît pertinente sur la Montagne Pelée mais pourrait également l'être sur d'autres volcans actifs, quel que soit leur degré d'activité : activité hydro-volcano-géomorphologique. Il existe bien une spécificité des cours d'eau du massif de la Montagne Pelée par rapport aux autres rivières de l'île. Plus généralement, la morphologie des volcans explosifs d'arc et les documents permettant de visualiser leurs cours d'eau laissent entrevoir des similitudes certaines avec le réseau hydrographique de la Montagne Pelée. Il est probable que les relations si étroites entre les processus hydrologiques, volcanologiques, géomorphologiques et humains, génèrent des mécanismes de contrôle communs que nous avons essayé d'identifier. Ces derniers sont caractérisés par :

- des processus hydro-géomorphologiques et bio-climatiques de longue haleine ;
- des crises majeures météorologiques comme volcanologiques générant des processus de destruction et de construction ;
- des facteurs anthropiques passés et actuels.

Tous ces éléments ont été mis en relation pour aboutir à certaines propositions de modélisation (appendice 12), essentiellement sous la forme chorématique (BRUNET R., 1987, 1990). Si ces modélisations simplificatrices vont à l'encontre de ce qui a toujours été notre approche naturaliste nécessitant un maximum d'exhaustivité et d'approfondissement, elles nous ont cependant permis de proposer un modèle général théorique et conceptuel du risque hydro-volcano-géomorphologique sur la Montagne Pelée (figure 83). Par extension et sur le principe, il paraît également possible de modéliser l'activité hydro-volcano-géomorphologique d'un édifice et ainsi localiser spatialement et temporellement les aléas hydro-volcano-géomorphologiques dans la vie d'un volcan (appendice 12, § A12- 3). Cette application permettant de cibler les situations à risque, intégrée au sein d'un SIG, pourrait servir d'outil d'analyse spatiale, en modélisant l'impact de différents scénarios d'activité volcanique.

Figure 83. Modèle conceptuel du risque hydro-volcano-géomorphologique sur le massif de la Montagne Pelée



Les compartiments		Intensité	
1a) Planèzes	○ Mouvement de terrain de grande ampleur		Maximum
1b) Cône sommital	— Réseau hydrographique		Minimum
1c) Conil	- - - Intermittence du risque		
2) Intérieur de la déstabilisation de flanc	■ Intensité de l'aléa		
3) Coulée volcanique récente	○ Agglomération		
4) Réseau hydrographique			
4a) Lahars dans réseau			
4b) Réseau dans 2			
4c) Réseau dans 3			
5) Littoral			

Conception : LALUBIE G.
 Source : Appendice 12

Cette méthode serait alors à appliquer en amont, de la méthode hydrogéomorphologique développée dans le Midi méditerranéen français (BALLAIS J.L, 2005). On détermine d'abord les grands compartiments, puis leurs activités hydro-volcano-géomorphologiques, pour enfin s'intéresser aux zones menacées à plus petite échelle en prenant en compte les différentes unités hydro-géomorphologiques du réseau hydrographique. Cette compréhension globale des processus et de leur modélisation passe avant tout par un abord multiscalaire et interdisciplinaire.

Notre travail comprend donc deux éléments fondamentaux et complémentaires :

- une approche naturaliste centrée sur le système hydrographique d'un volcan, qui a permis de mettre en évidence les processus et les risques hydro-volcano-géomorphologiques pendant et entre les éruptions ;

- une méthode multiscalaire hiérarchisant les situations où les risques liés aux cours d'eau sont les plus préoccupants, pendant ou entre deux éruptions (figure 84).

Nous estimons qu'il serait peut-être intéressant d'expérimenter et de développer l'approche et la méthode sur d'autres exemples volcaniques. L'amélioration de la méthode se fera avec des coopérations scientifiques et techniques d'envergure mondiale, qui nous ont jusqu'à présent été inaccessibles.

Sur le terrain du massif de la Montagne Pelée, des compléments de recherches sont à effectuer dans les domaines :

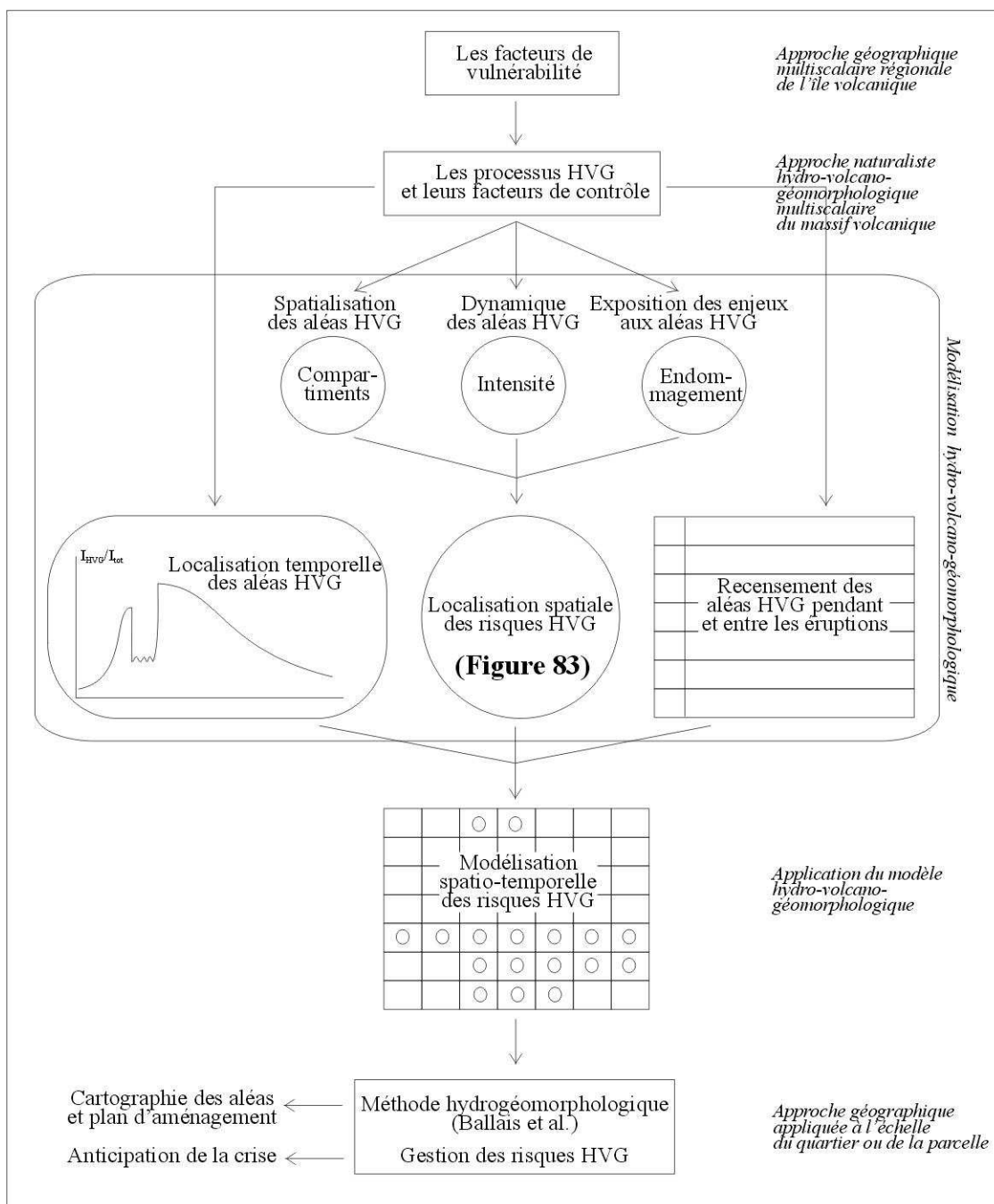
- **des transports solides** avec pour le plus marquant le suivi géomorphologique de la Station Trois Ponts sur la Rivière Roxelane, mais surtout l'application d'un M.N.T. diachronique sur la Coulée de la Rivière Blanche pour estimer les volumes érodés depuis la dernière éruption en complément de ceux réalisés sur le dôme (appendice 7, § A7-2.2.3 et § A7-2.2.3) ;

- **des lahars** et notamment le suivi des mouvements de terrain du dôme, des propriétés physiques des matériaux mobilisés et de leurs impacts dans le lit ;

- **de la genèse du réseau hydrographique** avec le suivi d'une parcelle contenant des départs de rigoles élémentaires ainsi qu'un accent mis sur le calibrage de l'ensemble des cours d'eau de la Coulée de la Rivière Blanche, mais aussi de ceux en formation sur d'autres volcans similaires ;

- **de l'hydrothermalisme** avec l'inventaire complet à terminer et l'étude de l'ensemble du site de la haute Rivière Claire.

Figure 84. Organigramme de la méthode employée pour appréhender les risques hydro-volcano-géomorphologiques



Conception : LALUBIE G.
 Source : Appendice 12

Conceptuellement, notre approche devra évoluer vers une meilleure compréhension des échelles spatiales et temporelles auxquelles agissent les différents processus et interrelations complexes du système hydro-volcano-géomorphologique. Comme le montre ce travail, les cours d'eau en formation sur les édifices volcaniques semblent particulièrement appropriés pour aborder une telle problématique.

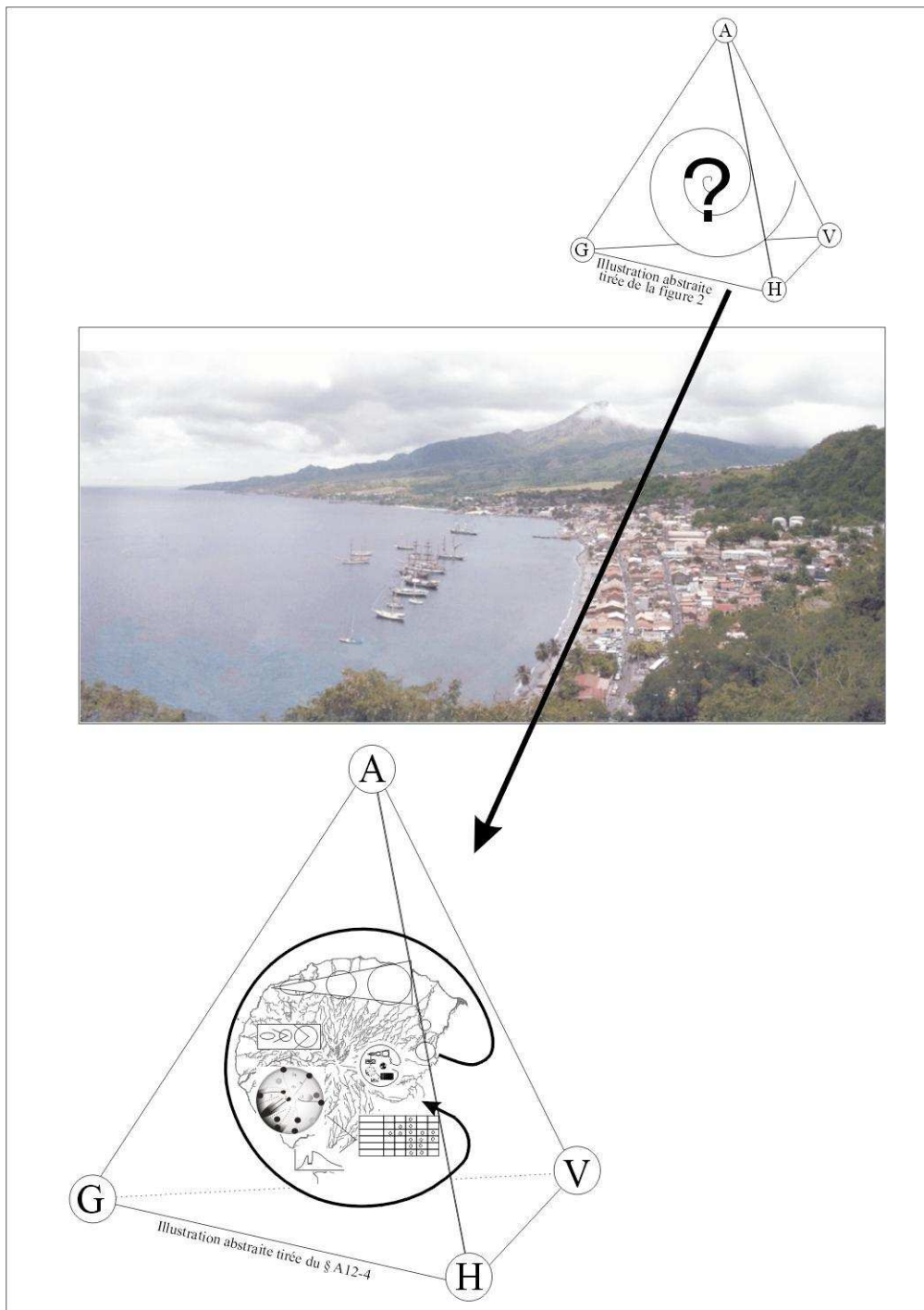
Cette thèse de géographie, spécialisée dans l'hydro-géomorphologie volcanique, a essayé d'apporter une contribution, avec des degrés divers, à l'amélioration des connaissances sur plusieurs volets :

- descriptivement *in situ*, avec la découverte de sites remarquables et inconnus ;
- phénoménologiquement, avec la mise en lumière de la crue record ;
- conceptuellement, avec une vision d'ensemble ayant un angle nouveau ;
- méthodologiquement, avec l'évaluation et la gestion des risques.

En aucun cas, cette thèse n'a ambitionné de définir un concept disciplinaire. Elle a cherché simplement à démontrer qu'il existe un système complexe évoluant à l'interface des systèmes hydrologique, volcanique, géomorphologique et humain, contrôlé par des processus d'interactions à des échelles spatio-temporelles diverses. Ce système peut être appréhendé par une méthode multiscalaire que nous avons tenté de modéliser (appendice 12, § A12- 4). Sa connaissance permet d'améliorer la gestion des menaces du réseau hydrographique d'un volcan, quelque soit son degré d'activité.

Ainsi, si nous supputions la présence d'un système dans la figure 02, "en passant par la Montagne Pelée", nous savons maintenant qu'il existe et nous avons entamé ici un début de méthode pour le caractériser. Ne résistant pas à notre plaisir, une fois de plus, nous avons réuni sur une même figure l'ensemble de notre démarche (figure A12-06), qui permet d'aboutir à une représentation abstraite de la méthode permettant d'appréhender les risques imputables au système hydro-volcano-géomorphologique (figure 85). Cette thèse a essayé de contribuer à l'essor et à la lisibilité de l'hydro-géomorphologie-volcanique, champ d'application de la géomorphologie volcanique, elle-même domaine incontournable de la géographie en milieu volcanique.

Figure 85. Représentation abstraite du tétraèdre interfacique
du système hydro-volcano-géomorphologique



Conception : LALUBIE G.
Source : Appendice 12

Bibliographie

1. ADELAIDE-MERLANDE, HERVIEU J.P. (1996) - *Les volcans dans l'histoire des Antilles* - Paris, Ed.Karthala - 231 p.
2. ADICARI Y., KIKUCHI S., ARAYA T. (2005) - Sedimentation and succession pattern in regenerating primary vegetation governing gully formation in the area devastated by the 2000 eruption of Mount Usu volcano, in Hokkaido, Japan - *Zeit. fur Geomorph.*, Vol. 140 Suppl. - pp. 103-113.
3. ADUAM (2009) - Plan d'Occupation des Sols de Saint-Pierre, règlement d'urbanisme, révision 2008 - Saint-Pierre, Mairie de Saint-Pierre - 61 p. + annexes et cartes
4. AGENCES DE L'EAU (1997) – *Seq milieu physique. Typologie physique simplifiée des cours d'eau français* - Paris, Ministère du territoire et de l'environnement - 55 p. + annexes.
5. AGENCES DE L'EAU (1998) – *Seq physique version 0. Rapport de présentation.*- Paris, Ministère du territoire et de l'environnement – 31 p. + annexes.
6. AGENCES DE L'EAU (1999) – *La gestion des rivières. Transport solide et atterrissements. Guide méthodologique* - Paris, Les études des agences de l'eau n° 65. Ministère du territoire et de l'environnement - 92 p.
7. ALBAREDE F. (2001) - *La géochimie* - Paris, Ed. Scient. G.B. - 190 p.
8. ALBERT P. et SPIESER J. (1999) - *Atlas climatique. Le temps à la Martinique* - Fort de France, Météo France - 101 p.
9. ALCANTARA-AYALA I. (2002) - Geomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disaster in developing countries - *Geomorphology*, 47 - pp. 107-124.
10. ALLARD P. (1994) - La surveillance géochimique - in *BOURDIER J.L., Le volcanisme*, Orléans, BRGM - pp. 347 - 355.
11. ALLEE P., LESPEZ L. (dir.) (2006) - L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement - Clermont-Ferrand, Presses Universitaire Blaise-Pascal - 480 p.
12. ALLEE P., BOUMEDIENE F., DIDON-LESCOT J.F., VALADAS B. (2007) - Le fonctionnement alluvial des BVRE du mont Lozère, illustration de la multitemporalité des bilans sédimentaires en montagne cévenole (France) - in *du continent au bassin versant*, GODARD A. (Hom.), Clermont-Ferrand, Presse Universitaire Blaise-Pascal - pp. 409-418.
13. ALLEGRE C. (1983) - *L'écume de la Terre* - Paris, Ed Fayard - 366 p.
14. ALLEGRE C. (1987) - *Les fureurs de la Terre* - Paris, Ed Odile Jacob - 243 p.
15. AMBERT P. et al. (1985) - Exemples d'utilisation de datations absolues pour l'étude de reliefs volcaniques - *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, Vol. 62, n°2 - pp. 121-134.
16. AMOROS C., PETTS G.E. dir. (1993) - *Hydrosystèmes fluviaux* - Paris, Ed. Masson - 300 p.
17. ANDRE M.F. (2002) - La recherche française en géomorphologie: état des lieux et pistes de réflexion- *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, Vol. 71, n°4 - pp. 414-421.
18. ANDREIEFF P., BOUYASSE P. et WESTERCAMP D. (1989) - *Géologie de l'arc insulaire des Petites Antilles et évolution géodynamique de l'est caraïbe* - Orléans, Doc. BRGM n° 171-385 p.
19. ANTHONY E.J. (2005) - Beach erosion - in: SCHWARTZ M. (ed.), *Encyclopedia of coastal science*, Springer - pp.140-145.

20. ARNAUD P. (2006) - *Cartographie des débits de crues de la Martinique* - Fort de France, Rapport d'étude Cemagref/Diren - 20 p.
21. ARNAUD-FASSETTA G. (2008) - La géoarchéologie fluviale - *EchoGéo*, n° 4 - <http://echogeo.revues.org/index2187.html>.
22. ARBOLEDA R.A., MARTINEZ M.M.L. (1996) - 1992 lahars in Pasig-Potrero River System - In: *Newhall, C.G. and Punongbayan, R.S., Fire and Mud, Eruptions and lahars of Mt. Pinatubo, Philippines, PHIVOLCS/Univ. of Washington Press* - pp. 1045-1052.
23. ASSELIN DE BEAUVILLE C. (1999) - Les perturbations tropicales - in: YACOU A., Ed. (1999) - *Les catastrophes naturelles aux Antilles: d'une Soufrière à l'autre*. - Paris, Ed. Karthala-CERC - pp.197-209.
24. AZANZA M., PLAZA-NETIO G., YEPES H., SCHUSTER R.L., RIBADENEIRA S. (1991) - Landslide blockage of the Pisque River, northern Ecuador - in: *Landslide*, Rotterdam, Ed. Bell - pp. 1229-1234.
25. BABIN C. (2007) - *Autour du catastrophisme: des mythes et légendes aux sciences de la vie et de la terre* - Paris, Ed. Vuibert-ADAPT, 2^{ème} éd.- 169 p.
26. BAGNOLD R.A. (1954) - Experiments on a gravity free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear - *Proc. R. Soc. London, A 225* - pp. 49-63.
27. BAGNOLD R.A. (1977) - Bedload transport by natural rivers - *Water Resources Research, Vol. 13, n°2* - pp. 303-312.
28. BALANDIER P. (coor.), (2008) - Renforcement des capacités de la Grande Caraïbe en matière de risques majeurs. Mitigation du risque sismique dans la Caraïbe par une approche appropriée de l'aménagement territorial - Guide caraïbéen de l'aménageur en zone sismique - *Programme d'Initiative Communautaire, Interreg III, volet B, Sous projet 1-8, Livret 5* - 49 p.
29. BAILLY A., FERRAS R. (2004) - *Eléments d'épistémologie de la géographie* - Paris, Ed. Armand colin, (2^e éd.) - 191 p.
30. BALLAIS J.L. (2000) - Les rythmes de la morphogenèse: leur conception à travers l'histoire de la géomorphologie - *L'espace géographique, 2* - pp. 97 - 104.
31. BALLAIS J.L. (2006) - La cartographie hydrogéomorphologique - *Bulletin de l'Association des Géographes Français, Vol. 83, n°4* - pp. 461-468.
32. BALLAIS J.L., BONTE P., MASSON M, GARRY G., BEN KEHIA H., EYRAUD C. et GHRAM A. (2004) - L'évolution du risque d'inondation par les cours d'eau méditerranéens français: le rôle de l'accumulation dans le lit majeur - *Bulletin d'Association des Géographes Français, Vol. 81, n°1* - pp. 64-74.
33. BALLAIS J.L., GARRY G., MASSON M (2005) - Contribution de l'hydrogéomorphologie à l'évaluation du risque d'inondation : le cas du Midi méditerranéen français - *C. R. Geoscience, n°337* - pp. 1120-1130.
34. BARAT A. (1984) - *Etude du rôle des eaux souterraines dans le mécanisme des éruptions phréatiques. Application à la Montagne Pelée et à la Soufrière de Guadeloupe* - Thèse, Univ Bordeaux III - 232 p. plus annexes.
35. BARCELO A. (1996) - *Analyse des mécanismes hydrologiques en domaine volcanique insulaire tropical à relief jeune. Apports à la connaissance hydrique, Massif du Piton de la Fournaise (Réunion)* - Thèse, Univ Montpellier II - 267 p.
36. BARCLAY J., ALEXANDER J., SUSNIK J. (2007) - Rainfall-induced lahars in Belham Valley, Montserrat, West Indies - *Jour. Geological Soc. London, Vol 164*, pp. 815-827.

37. BARDINTZEFF J.M. (1991) - *L'Homme et les volcans* - Paris, Le Léopard d'Or - 76 p
38. BARDINTZEFF J.M. (1998) - *Volcanologie* - Paris, Ed. Dunod, 2 éd. - 284 p.
39. BASSO M. (2003) - Les limites atteintes par les crues remarquables de l'Aude et du Gard. Comparaison avec les limites hydrogéomorphologiques - *Bull. Réseau Risques naturels, juin n°1* .
40. BATHURSTB J.C. (1987) - Critical conditions for bed material movement in steep, boulder-bed streams - in: Corvallis symposium: Erosion and sedimentation in the Pacific Rim, AIHS, n°165.
41. BATTISTINI R. (1985) - Travaux français récents sur la morphologie des littoraux volcaniques - *Bulletin de l'Association des Géographes Français, Vol. 62, n°2* - pp. 147-152.
42. BATTIAU-QUENEY Y. (2002) - La géomorphologie des origines à nos jours: une science jeune arrivée à maturité - *Bulletin de l'Association des Géographes Français, Vol. 71, n°4* - pp. 414-421.
43. BATTIAU-QUENEY Y. (2007) - Bilan d'érosion et concept de système morphotectonique - in *du continent au bassin versant*, GODARD A. (Hom.), Clermont-Ferrand, Presse Universitaire Blaise-Pascal - pp. 409 - 418.
44. BAULIG H. (1950) - Captures fluviales et déversements - in: *Essais de géomorphologie, Paris, Les Belles Lettres* - pp. 114-124.
45. BAVOUX J.J. (2003) - *La géographie: objet, méthodes, débats* - Paris, Ed. Armand colin - 239 p.
46. BEGUIN M., PUMAIN D. (2005) - *La présentation des données géographiques, Statistique et cartographie* - Paris, Ed. Armand Colin - 192 p.
47. BENDERITTER Y. (1985) - Structure superficielle à signature géothermique mise en évidence par prospection géophysique à proximité de la Montagne Pelée - *Bull. Soc. Géol. France, 8, III, n°6* - pp. 1055-1061.
48. BENEDETTI M., MENARD O., NOAK Y. (1992) - Geochemistry of water and chemical weathering rates under a humid tropical climate - *Balkema, Water-rock interaction, Kharaka & Maest (eds)* - pp. 545-548.
49. BENJAMIN D., GODARD H. (1999) - *Les outre-mers français: des espaces en mutation* - Paris, Ed. Ophrys - 267 p.
50. BERARD B., VERNET G., KIEFFER G., RAYNAL J.P. (2001) - Les éruptions de la Montagne Pelée et les premiers peuplements de la Martinique - in, RAYNAL J.P. et al. (éd.), *Hommes et volcans: de l'éruption à l'objet*, Goudet, Ed. Archéo-logis/CDERAD - pp. 7 - 14.
51. BERNARD J.J., CONTINI D., GODET G., GOHAU G.(1995) - *Le temps en géologie* - Paris, Ed. Hachette Education - 157 p.
52. BERTIN J. (2005) - *Sémiologie graphique, Les diagrammes, les réseaux, les cartes* - Paris, Ed. E.H.E.S.S. - 452 p.
53. BETHEMONT J. (1999) - *Les grands fleuves, entre nature et société* - Paris, Ed. Armand Colin - 255 p.
54. BIROT P. (1952) - Sur le mécanisme des transports solides dans les cours d'eau - *Rev. Géomorphologie Dynamique, 3* - pp. 105-141.
55. BIROT P. (1955) - *Les méthodes de la morphologie* - Paris, P.U.F. - 177 p.
56. BIROT P. (1958) - *Morphologie structurale, structure statique, formes structurales élémentaires* - Paris, P.U.F., tome 1 - 195 p.

57. BIROT P. (1969) - Mises au point sur les études expérimentales et théorique de la capacité de transport et de la compétence des rivières - *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, n° 373-374 - pp. 435-443.
58. BIROT P. (1981) - *Les processus d'érosion à la surface des continents* - Paris, Ed. Masson - 607p.
59. BISHOP M.A. (2009) - A generic classification for the morphological and spatial complexity of volcanic (and other) landforms - *Geomorphology*, 111 - pp. 104-109.
60. BLAISOT (XVIII^{ième} siècle) - *Petit atlas national (Colonie française)* - Paris, Galerie Vivienne, n° 49.
61. BLERALD A.P. (1986) - *Histoire éruptive de la Guadeloupe et de la Martinique du XVII^e siècle à nos jours* - Paris, Ed. Karthala - 336 p.
62. BOIS P. (1989) - *Etude de la faisabilité de la mesure de transport solide en rivière* - Compte rendu de recherche, Institut de Mécanique de Grenoble - 59 p.
63. BOMER B. (1994) - Où va la géographie physique ? - *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, Vol. 71, n°4 - pp. 423 - 440.
64. BONIN B. (2004) - *Magmatisme et roches volcaniques* - Paris, Ed. Dunod - 301 p.
65. BORGES A.L., BROCHOT S., MEUNIER M. (1994) - Modèle hydrosédimentologique des écoulements hyperconcentrés d'un petit torrent des Alpes du sud - *La Houille Blanche*, n° 3-1994 - pp. 71-80.
66. BOUDJEMLINE D. (1987) - *Susceptibilité au ruissellement et aux transports solides de sols à texture contrastée. Etude expérimentale au champ sous pluies stimulées* - Thèse, Univ. Orléans - 266p.
67. BOUDON G. (1987) - *Mécanismes éruptifs et mode de mise en place des dépôts d'éruptions explosives dirigées* - Thèse, Univ. Paris 7 - 382 p.
68. BOUDON G. (1993) - La Montagne Pelée, Martinique: évolution volcanologique - *Mém. Soc. Géol. France n°163* - pp. 231-138.
69. BOUDON G. (2002) - Volcano flanks of the lesser Antilles Arc collapse, sometimes repeatedly: How and why ? - in: *Saint-Pierre, Mount Pelée 1902-2002 - International congress* - p. 66.
70. BOUDON G., GOER de HERVE A., VINCENT P.M., (1982) - Un modèle dynamique nouveau en contexte basaltique: passage d'une coulée lavique à un écoulement pyroclastique. Exemple du Cantal (Massif Central français). *Bull. Volcanol.* 45 - 4.
71. BOUDON G., VILLEMANT B., (1997) - La Montagne Pelée: un nouveau scénario catastrophe. *La Recherche*, n°302 - pp 48-53.
72. BOUDON G., LE FRIANT A., VILLEMANT B., VIODE J.P. (2005) - Martinique. in: *LINDSAY J.M. et al. (eds.), Volcanic atlas of the lesser Antilles, Trinidad et Tobago, Seismic Research Unit, UWI* - pp. 65 - 102.
73. BOUDON G., LE FRIANT A., KOMOROWSKI J.C., DEPLUS C. (2007) - Volcano flank instability in the Lesser Antilles Arc: diversity of scale, processes, and temporal recurrence - *Jour. Geophys Research*, Vol 112, B08205, doi:10.1029/2006JB004674, 2007
74. BOUGERE J., GOPAL A. (1987) - Premiers résultats sur parcelles expérimentales en érosion pluviale - Ed. du CNRS, *Processus et mesures de l'érosion* - pp. 483-485.
75. BOULOC J. (1981) - *Aménagement de la Rivière du Prêcheur* - Laboratoire hydraulique de France - 17 p.

76. BOURDIER J.L., Dir. (1994) - *Le volcanisme* - Orléans, Ed. BRGM - 420 p.
77. BOURDIER J.L., BOUDON G., VINCENT P.M. (1984) – Les agglomérats chaotiques et stratifiés de la Montagne Pelée (Martinique): Interprétation dynamique et rôle dans l'édification du volcan - *Clermont-ferrand, Bulletin PIRPSEV, n°85* - 21 p.
78. BOURDIER J.L., THOURET J.C., PRATOMO I., VINCENT P., BOUDON G. (1997) - Menaces volcaniques au Kelut (Java, Indonésie): les enseignements de l'éruption de 1990 - C.R. Acad. Sci. Paris, t. 324, série IIa - pp. 961-968.
79. BOURGES J., RIBSTEIN P., DIETZE C., GUYOT J.-L., HOORELBECK R. (1995) - Flux et crues singulières d'un petit cours d'eau andin ou les effets pervers de l'urbanisation - *Revue de géographie Alpine, vol. 83, n°1* - pp. 111-126.
80. BOURGINE P., LESNE A. (dir.) (2006) - *Morphogenèse. L'origine des formes* - Paris, Ed. Belin - 352 p.
81. BOUROUBA M. (1998) - Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides de l'oued Medjerda supérieur (Algérie Orientale) - *Réseau Erosion Bulletin 18. ORSTOM* - pp. 76-97.
82. BOUT P. (1973) - *Les volcans du Velay. Itinéraires géologiques et géomorphologiques en Haute Loire* - Brioude, Imp. Vatel - 287 p.
83. BOUT P. (1978) - *Problèmes du volcanisme en Auvergne et Velay* - Brioude, Imp. Vatel - 287 p.
84. BOUYASSE P., GUENNOG P. (1983) - Données sur la structure de l'arc insulaire des Petites Antilles, entre Sainte Lucie et Anguilla - *Marine Geology, Vol. 53* - pp.131-166.
85. BOUYASSE P., ROBERT S., GUENNOG P., MONTI S. (1983) *Bathymétrie détaillée et anomalies magnétiques dans les Antilles Françaises : interprétation morphostructurale de la vallée et de l'escarpement de la Désirade et des côtes occidentales de Basse Terre de Guadeloupe et de la Martinique (campagne ARCANTE 2- THERMOSITE, N.O. Jean-Charcot, déc. 1980)* - Orléans, Documents du BRGM, n°63 - pp. 1-78.
86. BOUYASSE P., WESTERCAMP D. (1990) - Subduction of Atlantic aseismic ridges and Late Cenozoic evolution of the Lesser Antilles island arc - *Tectonophysics, vol. 175, n°4* - pp. 349-355.
87. BOYNTON C.H., WESTBROOK G.K., BOOT M.H.P., LONG R.E.(1979)- A seismic refraction investigation of crustal structure beneath the Lesser Antilles island arc - *Geophys. Royal Astrn. Soc., 58* - pp. 371-393.
88. BRAVARD J.P. (1987) - *Le Rhône du Léman à Lyon* - Lyon, Ed. La Manufacture - 451 p.
89. BRAVARD J.P. (2000) - *Les régions françaises face aux extrêmes hydrologiques. Gestion des excès et de la pénurie* - Paris, Ed. Sedes - 287 p.
90. BRAVARD J.P. (2002) - La morphodynamique fluviale, entre la géoarchéologie et la gestion des hydrosystèmes contemporains - *Bulletin de l'Association des Géographes Français, Vol. 79, n°1* - pp.
91. BRAVARD J.P. (2008) - Formations superficielles allochtones, formations fluviales - in, DEWOLF Y., BOURRIE G., *coord. (2008) - Les formations superficielles: genèse, typologie, classification, paysage et environnement, ressources et risques* - Paris, Ed. Ellipses - pp. 221-226.
92. BRAVARD J.P., BOT-HELLY A., HELLY B., SAVAY-GUERRAZ H. (1990) - Le site de Vienne (38), Saint-Romain (69), Sainte-colombe (69). L'évolution de la plaine alluviale du Rhône, de l'âge du fer à la fin de l'Antiquité: proposition d'interprétation - *Juan-les-Pins, Archéologie et Espaces, APDCA* - pp. 437-452.

93. BRAVARD J.P. et PETIT F. (1997) - *Les cours d'eau: dynamique du système fluvial* -Paris, Ed. Armand Colin - 221 p.
94. BRAVARD J.P. et al. (1999) - Principles of engineering geomorphology for managing channel erosion and bedload transport, examples from French rivers - *Geomorphology*, 31, 1-4 - 291 - 311 p.
95. BREBEC J.M. et al. (2004) - *Mécanique des fluides* - Coll. Hprépa, Paris, Ed. Hachette Sup. - 272 p.
96. BROCHOT S., MEUNIER M. (1996) - Un modèle d'érosion des torrents en crue (ETC) - *Ingénieries-EAT*, n°6, juin 1996 - pp 9 - 18.
97. BROCHOT S., KOULINSKI V., ROVERA G. (1998) - Approches globales pour l'estimation de l'érosion torrentielle, apports des versants et production de sédiments - *Ingénieries-EAT*, n° 15, septembre 1998 - pp 61-78.
98. BRUGNOT G. (dir.) (2001) - *Gestion spatiale des risques* - Paris, Ed. Lavoisier - 287 p.
99. BRUNET R. (1987) - *La carte, mode d'emploi* - Paris, Fayard/Reclus - 270 p.
100. BRUNET R. (1990) - *Le déchiffrement du monde, Géographie universelle* - vol. 1, Mondes nouveaux - Paris, Belin/Reclus - 120 p.
102. BRUNET R., FERRAS R., THERY H. (1993) - *Les mots de la géographie. Dictionnaire critique* - Paris, Ed. Reclus, La Documentation Française - 520 p.
103. BURAC M. (1974) - La vie rurale dans le centre Nord de la Martinique (Marigot, Sainte Marie, Gros Morne, Trinité) - Mém. Thèse, Université de Bordeaux III - 656 p.
104. BURAC M. (1986) - *Les Petites Antilles: étude géographique des disparités régionales de développement* - Talence, Presses Universitaires de Bordeaux., 3 vol. - 1485 p.
105. BURAC M. (2004) - Histoire de Saint-Pierre et développement du Nord Caraïbe - in: *URSULET L. (dir) - Saint-Pierre: mythes et réalités de la cité créoles disparue* - Matoury, Ibis Rouge Editions - pp. 199-210.
106. CAILLEUX A., TRICART J. (1950) - Un type de solifluxion: les coulées boueuses - *Rev. Géomor. Dyna.*, N°1 - pp. 4-46.
107. CAMBON J.P. (1990) - Mesure des débits solides et liquides sur des bassins versants expérimentaux de montagne - *AIHS*, n°194 - 8 p.
108. CAMPY M. et MACAIRE J.J. (2003) - *Géologie de la surface. Erosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux. 2^e édition* - Paris, Ed. DUNOD - 440 p.
109. CANDALE K. (1996) - Impacts morphologiques d'une saison cyclonique active à la Martinique: hivernage 1995 - mémoire T.E.R. - 196 p.
110. CAPRA L., POBLETE M.A., ALVARADO R. (2004) - The 1997 and 2001 lahars of Popocatepelt volcano (Central Mexico): textura and sedimentological constraints on their origin and hazards - *Jour. Volcano. Geoth. Res.*, n° 131 - pp. 351-369.
111. CARRACEDO J.C et al. (2007) - Eruptive and struvtural history of Teide Volcano and rift zones of Tenerife, Canary Islands - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 119, n°9/10 - pp. 1027-1051.
112. CAYOL A. (1975) - *Contribution à l'étude hydrologique et hydrogéochimique de la Martinique* - Thèse, Univ. Paris 6 - 189 p.
113. CETE Méditerranée (1995) - *Aménagement hydraulique de la Grande Rivière pour la protection de la commune de Grand'Rivière* - J. de Saint Seine, DDE Martinique, BETEREM - 31 p. + annexes.

114. CCIM (2008) - *Fichiers des entreprises au 31 décembre 2007. Répartition des entreprises par commune et par secteur d'activité* - Fort-de-France : CCIM. Document interne n.p. - in BALANDIER P. (coord.), 2008 -, *Interreg III, volet B, Sous projet 1-8, Livret 4* - 114 p.
115. CHALMERS A.F. (1987) - *Qu'est-ce que la science ? Poppoer, Kuhn, Lakatos, Feyerabend* - Paris, Ed. La Découverte - 288 p.
116. CHAPEL A. (1996) - *Océans et Atmosphère* - Paris, Ed. Hachette - 159 p.
117. CHAPERON P., L'HOTE Y., VUILLAUME G. (1985) - *Les ressources en eau de surface de la Guadeloupe* - Paris, Monographies hydrologique ORSTOM, 2 Tomes - 834 p.
118. CHARDON M. (2008) - Formations superficielles subautochtones, dynamique des versants et formations superficielles associées - in, DEWOLF Y., BOURRIE G., coord. (2008) - *Les formations superficielles: genèse, typologie, classification, paysage et environnement, ressources et risques* - Paris, Ed. Ellipses - pp. 149-169.
119. CHARDON M., CASTIGLIONI G.B. (1984) - Géomorphologie et risques naturels dans les Alpes - dans, *Les Alpes, 25e congrès international de géographie*, Caen - pp. 13-41.
120. CHARTIER M.M. (1994) - Un aspect de l'hydrologie dynamique fluviale, l'eau de l'Yonne comme agent véhiculaire: son action érosive - in: *Dossier de la revue de géographie alpine, n°12, Grenoble* - pp. 171-173.
121. CHAVE S. (2002) - Pertinence de la cartographie hydrogéomorphologique dans l'approche des inondations rares à exceptionnelles: exemples de sept bassins fluviaux dans les Corbières et le Minervois - *Géomorphologie: relief, processus, Environnement, n°4* - pp. 297-306.
122. CHEBBANI R., BELAIDI S. (1997) - Etude de la dynamique du ravinement: suivi expérimental de deux couples de ravines près de Tlemcen (Algérie) - *Réseau Erosion Bulletin 17, ORSTOM* - pp. 152 - 160.
123. CHEN H., DADSON S., GUAN CHI Y. (2006) - Recent rainfall-induced landslides and debris flow in northern Taiwan - *Geomorphology, 77* - pp. 112-125.
124. CHOLLEY A. (1950) - Morphologie structurale et morphologie climatique - *An. Géogr., n°59* - pp. 321-335.
125. CHRETIEN S. (1983) - *Identification et analyse des phénomènes précédant l'éruption du 8 mai 1902 de la Montagne Pelée (Martinique) d'après les documents d'époque*. Thèse 3ème cycle. Univ. Paris sud - 241 p.
126. CHRETIEN S., BROUSSE R. (2002) - *La Montagne Pelée se réveille, comment se prépare une éruption cataclysmique*. 2^e éd.- Paris, Ed. Boubée - 243 p.
127. CICCACCI S., DEL GAUDIO V, LA VOLPE L., SANZO P.(1999) - Geomorphological features of Monte Vulture Pleistocene volcano (Basilicata, Southern Italy) *Zeit. fur Geomorph., suppl. 114* - pp. 29-48.
128. CLAGUE J.J., TURNER R.J.W., REYES A.V. (2003) - Record of recent river channel instability, Cheakamus Valley, British Columbia - *Geomorphology, 53* - pp. 317-332.
129. CLAVAL P. (2006) - *Epistémologie de la géographie* - Paris, Ed. Armand colin - 191 p.
130. CLOUARD V. (2009) - *Rapport sur le lahar de la rivière du Prêcheur du 21 août 2009* - Fond-Saint-Denis, OVSM/IPGP - 10 p.
131. COHEN S. (1984) - Formation et évolution des paysages à la Martinique de 1635 à nos jours - Thèse 37me cycle, Univ. Paris VIII - 320 p.

132. COHEN O., DOLIQUE F., ANTHONY E.J., HEQUETTE A. (2002) - L'approche morphodynamique en géomorphologie littorale - in: BARON-YELLES N., GOELDNER-GIANELLA L., VELUT S., *Le littoral: regards, pratiques et savoirs* - pp. 191-214.
133. COISY C. (2004a) - *Guide pour le réaménagement des carrières en Martinique* - Fort-de-France, Diren - 32 p.
134. COISY C. (2004b) - *Etude paysagère: Coulée de la Rivière Blanche, Saint-Pierre* - Fort-de-France, Diren/PNRM - 46 p + annexes.
135. COLBEAU-JUSTIN L. (1994) - Les variables psycho-sociologiques dans les comportements face à l'aléa naturel - *Résumés du colloque international "Croissance urbaine et risques naturels principalement dans les pays en développement"*, Clermont-Ferrand, Univ. Blaise Pascal - pp. 50-51.
136. COLLINET J., LECLERC G. (1996) - Préviation des risques de glissement de terrain des sols d'origine volcanique en Amérique Centrale - *Montpellier, ORSTOM/IRD, Réseau Erosion, Bull. 16* - pp. 208-221.
137. COLMET-DAAGE F. (1969) - *Carte des sols de la Martinique au 20000^{ème} et légende* - Paris, ORSTOM - 35 p.
138. COLMET-DAAGE F. et LAGACHE P. (1971) - *Caractéristique de quelques groupes de sols dérivés de roches volcaniques aux Antilles Françaises* - Paris, IRD (ORSTOM) - 30 p.
139. COMITE DE BASSIN (1998) - *Les journées de l'eau de la Martinique. Le SDAGE de la Martinique* - Fort de France, Compte rendu du séminaire - 12 fiches.
140. COMITE DE BASSIN (2008) - *Avant projet du SDAGE, district hydrographique de la Martinique* - Fort de France, Diren/ODE - 100 p. + annexes.
141. COMENTALE B. (2006) - Paléoenvironnements et occupation humaine en milieu volcanique: La plaine du Vésuve (Italie méridionale) - in: ALLEE P. et LESPEZ L., *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement*, Clermont-Ferrant, P.U. Blaise-Pascal - pp. 443 - 446.
142. COMTE J.P., LE BERRE P., MAURIN P. (2004) - *Schéma des carrières de Martinique, Présentation et analyse: ressources, enjeux, contraintes* - Fort de France, Rapport BRGM, BRGM/RP-53465-FR - 88 p.
143. COQUE R. (1998) - *Géomorphologie* - Paris, Ed. Armand Colin - 502 p.
144. COSANDEY C. (1999) - Genèse des crues "cévenoles" et fonctionnement hydrologique de bassins élémentaires de moyenne montagne - in MATHYS N. (éd.) *Les bassins versants expérimentaux de DRAIX, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne, (Actes du colloque Draix, Digne, 22-24 octobre 1997)*, Antony, Cemagref Editions - pp. 237-248.
145. COSANDEY C. et ROBINSON M. (2000) - *Hydrologie continentale* - Paris, Ed. Armand Colin - 360 p.
146. COSANDEY C. et ROBINSON M. (2003) - *Les eaux courantes, géographie et environnement* - Paris, Ed. Belin - 240 p.
147. COTTEZ S. (1972) - *Etude hydrogéologique de la basse vallée de la Rivière Capot. Exécution d'une station d'essais et interprétation des pompages d'essai* - Rapport BRGM, n° 72 ANT 4 - 42 p.
148. COUX G., DESSE M. (1992) - Iles tropicales et chorèmes - *Mappemonde*, n° 3/92 - pp. 43-46.
149. COULMEAU P. (1988) - *Etude des dynamiques érosives dans les marnes noires de la haute Bléone* - Thèse, Univ. Paris 7 - 325 p.

150. COURTILLOT V. (2009) - *Nouveau voyage au centre de la Terre* - Paris, Ed. Odile Jacob - 351 p.
151. COUSSOT P. (1994 a) – Méthode d'estimation pratique des paramètres rhéologiques des laves torrentielles boueuses - *Informations techniques du CEMAGREF, N°94, note 1* - 8 p.
152. COUSSOT P. (1994 b) – Calcul de la vitesse moyenne d'une lave torrentielle - *Informations techniques du CEMAGREF, N°94, note 2* - 7 p.
153. COUSSOT P. et MEUNIER M. (1997) – Les laves torrentielles - in: *Des grands écoulements naturels à la dynamique du tas de sable, Chapitre 4* - - pp 71-87.
154. COUVERT B., LEFEBVRE B., LEFORT P., MORIN E. (1991) - Etude générale sur les seuils de correction torrentielle et les plages de dépôts - *La Houille Blanche, n°6* - pp. 449-456.
155. CROZAZ Y., DINGER F. (1999) - Mesure de l'érosion sur ravines élémentaires et essais de végétalisation. Bassin versant expérimental de Draix - in: *Les bassins versants expérimentaux de DRAIX, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne (Actes du colloque Draix, Digne, 22-24 octobre 1997), Antony, Cemagref Editions* - pp. 103-118.
156. DAAG S.A. (2003) - *Modelling the erosion of pyroclastic flow deposits and the occurrences of lahars at Mt. Pinatubo, Philippines* - PhD Thesis, Univ. Utrecht, Netherlands, ITC - 238 p.
157. D.A.F./I.G.N. (1991) - *Martinique, terres agricoles* - Fort de France, Direction de l'Agriculture et de la Forêt - 14 planches.
158. D.A.F./CNASEA (2005) - *Atlas de la sole agricole, département de la Martinique* - Fort de France, Direction de l'Agriculture et de la Forêt - 33 p. + annexes.
159. D.A.F. (2006) - Les exploitations agricoles se professionnalisent - *Agreste Dom, n°15* - 4 p.
160. DARWIN C. (1842) - *The structure and distribution of coral reefs* - London, Smith Elder
161. DARWIN C. (1859) - *L'origine des espèces* - (éd. 1992), Paris, Ed. Flammarion - 604 p.
162. DAUPHINE A. (2001) - *Risques et catastrophes. Observer, spatialiser, comprendre, gérer* - Paris, Ed. Armand Colin - 288 p.
163. DAUPHITE M. (2000) – *Saint-Pierre avant et après* - Saint Pierre, Ed. du centre d'art Musée Paul Gauguin - 40 p.
164. DAUTA. A., BOSCA C., LIM P. et DAUBA F. (1995) - *Etude floristique et faunistique des rivières martiniquaises* - Fort de France, Rapport Diren - 73 p.
165. DAVIS W.M. (1899) - The geographical cycle - *Geographical journal, 14* - pp. 481-504.
166. DAVOLI L., DEL MONTE M., DE RITA D., FREDI P. (1999) - Geomorphology and tectonics in the Roccamonfina Volcano (Campania - Central Italy) - *Zeit. fur Geomorph., suppl. 114* - pp. 11-28.
167. DAVOLI L., FREDI P., RUSSO F., ALESSANDRO T. (2001) - Natural and anthropogenic factors of flood hazards in the Somma-Vesuvius area (Italy) - *Géomorphologie: relief, processus, environnement, n°3* - pp. 195-208.
168. DDE - MINISTERE DE L'EQUIPEMENT, DES TRANSPORTS ET DU LOGEMENT (2004a) - *Rapport de présentation du PPR, Commune du Prêcheur* - www.martinique.equipement.gouv.fr - 154 p.
169. DDE - MINISTERE DE L'EQUIPEMENT, DES TRANSPORTS ET DU LOGEMENT (2004b) - *Rapport de présentation du PPR, Commune de Saint-Pierre* - www.martinique.equipement.gouv.fr - 157 p.

170. DDE - MINISTERE DE L'EQUIPEMENT, DES TRANSPORTS ET DU LOGEMENT (2004c) - *Plan de Prévention des Risques Naturels Prévisibles, Présentation du Règlement* - www.martinique.equipement.gouv.fr - 15 p. + annexes
171. DDE - MINISTERE DE L'EQUIPEMENT, DES TRANSPORTS ET DU LOGEMENT (2004d) - *Plan de Prévention des Risques Naturels Prévisibles, Règlement* - www.martinique.equipement.gouv.fr - 28 p.
172. DEFIVE E. (1992) - Etapes de l'installation et de l'encaissement du réseau hydrographique dans le haut bassin versant de la Loire, première approche - in LEGEAT Y., THOURET JC, *Rythmes morphogéniques en domaine volcanisé, Clermont-Ferrand, CERAMAC* - pp. 23-35.
173. DELAITE G., THOURET J.C., SHERIDAN M., LABAZUY P., STINTON A., SOURIOU T.? VAN WESTERN C. (2005) - Assessment of volcanic hazards of El Misti and in the city of Arequipa, Peru, based on GIS and simulations, with emphasis on lahars - *Zeit. fur Geomorph.*, n°140 Suppl. - pp. 209-231.
174. DELCAILLOU B. (2004) - *Reliefs et tectonique récente, nouveau précis de géomorphologie* - Paris, Ed. Vuibert - 259 p.
175. DELORME-LAURENT V., BALLAIS J.L. (2006) - Les problèmes de la détermination de la limite externe de la zone inondable dans le midi méditerranéen français - *Bulletin de l'Association des Géographes Français, Vol. 83, n°4* - pp. 469-476.
176. DELORME-LAURENT V. (2007) - Contribution à la méthode hydrogéomorphologique de détermination des zones inondables - Thèse, Univ. d'Aix-Marseille I - 434 p + annexes.
177. DELVAUX B., LORIDAT PH., CHEVRIER L ET TERNISIEN E (1988) - *Amélioration de la fertilité des sols et rationalisation des techniques culturales des bananeraies en Martinique*. Fort de France, Convention régionale. Bilan 1984-1988, IRFA-CIRAD. Martinique.
178. DEMANGEOT J. (1992) - *Les milieux "naturels" du globe* - Paris, Ed. Masson, 4^e édition - 278 p.
179. DEMANGEOT J. (1999) - *Tropicalité, Géographie physique intertropicale* - Paris, Ed. Armand Colin - 340 p.
180. DENEUX J.F. (2006) - *Histoire de la pensée géographique* - Paris, Ed. Belin - 255 p.
181. DE MARTONNE E. (1913) - Le climat facteur de relief - *Science* - pp. 339-355.
182. De MARTONNE E. (1947) - *Traité de géographie physique*- Paris, Ed. Armand Collin - 3 tomes.
183. DE NONI G., VEINNOT M., TRUJILLO G. (1990) - Mesures de l'érosion dans les Andes de l'Equateur - *Cahier ORSTOM, Série Pédologie, Vol. XXV, n°1-2* - pp. 183 -186.
184. DE NONI G., VEINNOT M. (1997) - Les dynamiques dominantes d'érosion des sols cultivés dans la montagne andine de l'Equateur: Un exemple d'approche qualitative et "naturaliste" - *Montpellier, ORSTOM/IRD, Réseau Erosion, Bull. 17* - pp. 11 - 23.
185. DE NONI G., VEINNOT M. (1998) - Etude des facteurs de l'érosion hydrique sur des versants volcaniques cultivés: une réponse à une demande de développement - *Montpellier, ORSTOM/IRD, Réseau Erosion, Bull. 18* - pp. 437 - 449.
186. DE NONI G., VEINNOT M., ASSELINE J., TRUJILLO G. (2001) - *Terres d'altitude, terres de risque: la lutte contre l'érosion dans les Andes équatoriennes* - Ed. de l'I.R.D., Coll. Latitude 23 - 220p.
187. D'ERCOLE R. (1994) - Les vulnérabilités des sociétés et des espaces urbanisés: concepts, typologie, modes d'analyse - *Revue de Géographie Alpine, n°4* - pp 87-96.
188. D'ERCOLE R. et RANCON J.P. (1994a) – Représentation des risques liés à une future éruption de la Montagne Pelée (Martinique); confrontation des points de vue de populations proches (Saint-

Pierre, Le Prêcheur, Le Morne rouge) et des volcanologues - *Terres d'Amérique, n° 2, Paris, Ed. Karthala/ Géode Caraïbe (UAG)* - pp. 165-182.

189. D'ERCOLE R. et RANCON J.P. (1994b) - La future éruption de la Montagne Pelée: risque et présentations - *Mappemonde, 4/94*. pp 31-36.

190. D'ERCOLE R. (2002) - Forces et faiblesses de la gestion des risques au Japon: Une réflexion à partir de la crise liée à l'éruption du volcan Usu (Hokkaidô) de 2000 - *Annale de géographie n°524-548, Paris, Ed. Armand Colin* - pp. 549-573.

191. DE REYNAL D. (2000) - *Rapport de stage à L'observatoire de la Montagne Pelée* - I.P.G.P. - 62 p. + annexes.

192. DERRUAU M. (1958) - Les reliefs volcaniques - In *BIROT P. (1958) - Morphologie structurale, structure statique, formes structurales élémentaires* - Paris, P.U.F. - pp. 66 - 106.

193. DERRUAU M. (1984) - Peut-on parler de piémonts volcaniques - *Actes du colloque Montagnes et Piémonts, Toulouse 1984, Revue géographique des Pyrénées et du sud-Ouest* - pp. 151-156.

194. DERRUAU M. (1985) - Présentation de travaux récents en volcanologie et en géomorphologie volcanique - *Bulletin de l'Association des Géographes Français, Vol. 62, n°2* - pp. 117-120.

195. DERRUAU M. (1988) - *Précis de géomorphologie* - Paris, Ed. Masson - 536 p.

196. DERRUAU M. dir. (1999) - *Composantes et concepts de la géographie physique* - Paris, Armand Colin - 256 p.

197. DERRUAU M. (1999) - *Géographie humaine* - Paris, Ed. Masson, (7^e éd.) - 447 p.

198. DERRUAU M. (2002) - *Les formes du relief terrestre, notions de géomorphologie* - Paris, Armand Colin, 8^e éd - 119 p.

199. DERRUAU M.^(†) (2008) - Paysages volcaniques: évolution et altération des formations volcaniques - in, *DEWOLF Y., BOURRIE G., coord. (2008) - Les formations superficielles: genèse, typologie, classification, paysage et environnement, ressources et risques* - Paris, Ed. Ellipses - pp. 645-650.

200. DESHONS P., GARRABE F., QUELENNEC R.E. (1985) - Problèmes posés par les apports solides fluviaux de trois rivières dans leurs plaines d'inondation et la baie de Fort de France (Martinique) - Fort de France, Rapport BRGM, 84 ANT 028 - 44 p. + annexes

201. DESCROIX L., GUEDEZ P.Y., POULENARD J. (1997) - Méthodes de mesure de l'érosion actuelle: Applications dans les PréAlpes du sud (France), et la Sierra Madre occidentale (Mexique) - *Montpellier, ORSTOM/IRD, Réseau Erosion, Bull. 17* - pp 239-254.

202. DESSE M., SAFFACHE P. (2003). Les coraux dans la Caraïbe : dégradations et gestions différenciées - *Ecologie et Progrès, 3* - pp. 89-105.

203. DE VANSAY B. (1999) - Une étude exemplaire, une postérité bien établie : les études des risques sismiques et volcaniques aux Antilles et en Métropole - in : *Yacou A (ed.), Les catastrophes naturelles aux Antilles : d'une Soufrière à l'autre* - Paris, Ed. Karthala-CERC - pp. 249-280.

204. DEWOLF Y., BOURRIE G., coord. (2008) - *Les formations superficielles: genèse, typologie, classification, paysage et environnement, ressources et risques* - Paris, Ed. Ellipses - 831 p.

205. DIREN (2000) - *La qualité de l'eau en Martinique: Bilan quantitatif et qualitatif, campagne 1999* - Fort de France, MEDD - 6 p.

206. DIREN (2007) - *La qualité des milieux aquatiques en Martinique*. Fort de France, MEDAD - 21 fiches.

207. DIREN/ODE (2009) - *Plan d'action Chlordécone 2008-2010, contamination des milieux aquatiques* - Fort de France, Rapport - 32 p.
208. DOLIQUE F. (2007) - *Articulation morphodynamiques : exemples en milieux littoraux tempérés et tropicaux*. HDR, Univ. Littoral Côte d'Opale/IRD - 234 p.
209. DOLLFUS O. (1973) - La cordillère des Andes Centrales: présentation des problèmes géomorphologiques - Rev. Géo. Phys. Géodyn., 15, 1-2 - pp. 157 - 176.
210. DOREL J. (1994) - La surveillance sismologique - in *BOURDIER J.L., Le volcanisme* - Orléans, BRGM - pp. 314 - 322.
211. DOUCET J. (2009) - La dynamique de la tache urbaine en Martinique, travaux préliminaires - Fort-de-France, DDE - non publié.
212. DRUITT T.H., CALDER E.S., COLE P.D., RITCHIE L.J., SPARKS R.S.J., VOIGHT B (2002) - Small volume, highly mobile pyroclastic flows formed by rapid sedimentation from pyroclastic surges on Montserrat - in: *Mount Pelée 1902-2002 - Explosive volcanism in subduction zone, International congress, Saint-Pierre* - p. 36.
213. DUCHAUFOR P. (1995) - *Pédologie: sol, végétation et environnement* - Paris, Ed. Masson - 317 p.
214. DUFAURE J.J. (1993) - Geomorphology in France - in *WALKER H.J. et GRABAU W.E., The evolution of geomorphology, Wiley J. et Sons* - pp. 157-170.
215. DUFAURE J.J. (1994) - La recherche française en géomorphologie- *Bulletin de l'Association des Géographes Français, Vol. 71, n°4* - pp. 414 - 421.
216. DUPONT Y. (Dir.) (2007) - *Dictionnaire des risques* - Paris, Ed. Armand Colin - 537 p.
217. DUPUGET (1796) - Coup d'œil rapide sur la physique générale et la minéralogie des Antilles. Annotations: Sur la Soufrière de la Martinique. Sur la Soufrière de la Guadeloupe. *Journ. Mines, ventôse an IV* - pp. 43-60.
218. DU TERTRE R.P. (1671) - *Histoire générale des Petites Antilles habitées par les Français* - Histoire Naturelle, 2ème vol. - 243 p.
219. DUTUIT J.M., DUTUIT P. (1999) - Perception et approche des risques majeurs anthropiques - in *GABERT P. et al. dir. (1999) - Risques naturels, 120^e Cong. Nat. du CTHS* - Paris, Ed. du CTHS - pp. 23-30.
220. EDEN D.N., PALMER A.S., CRONIN S.J., MARDEN M., BERRYMAN K.R. (2001) - Dating the culmination of river aggradation at the end of the last glaciation using distal tephra compositions, eastern North Island, New Zealand - *Geomorphology*, 38 - pp. 133-151.
221. ETIENNE S., PARIS R., dir. (2007) - *Les littoraux volcaniques: une approche environnementale* - Clermont-Ferrand, P.U. Blaise Pascal - 224 p.
222. ETIENNE S., PARIS R., dir. (2007) - Intérêt et spécificité des littoraux volcaniques en géographie environnementale - in, *ETIENNE S., PARIS R., dir. (2007) - Les littoraux volcaniques: une approche environnementale* - Clermont-Ferrand, P.U. Blaise Pascal - pp. 7-11.
223. ETTINGER S., MOTHES P., PARIS R., SCHILLING S. (2007) - The 1877 lahar deposits on the eastern flank of Cotopaxi volcano - *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3 - pp. 271 - 280.
224. EWART A. (1976) - Minéralogy and chemistry of modern orogenic lavas, some statistics and implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31 - pp. 417-432.

225. FAO (1991) - *Méthode provisoire pour l'évaluation de la dégradation des sols* - Rome, FAO - 88 p.
226. FANTON M. et MARRE A. (2007) - Les cartes hydrogéomorphologiques en régions tempérées: l'exemple de la vallée de la Marne entre Vitry le François et Châlons-en-Champagne - *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, Vol. 84, n° 1- pp. 22-34.
227. FARBRE G. et MONTEIL M. (2001) - Sur l'hydrogéomorphologie d'un espace à forte anthropisation urbaine: le site de Nîmes (Languedoc, France) du Pléistocène supérieur à l'Antiquité; impact postérieurs - *C. R. Acad. Sci. Paris, Science de la Terre et des planètes*, n° 333 (2001) - pp. 435-440.
228. FAUGERES L. (1966) - Observations sur le modelé des versants des Pitons du Carbet (Martinique) - *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, n° 342/3 - pp. 52-63.
229. FAVALLI M., FORNACIAI A., PARESCI M.T. (2009) - LIDAR strip adjustment: application to volcanic areas - *Geomorphology*, 111 - 123 - 135.
230. FAY DE LESTRAC (1987) - *Les sources thermales de la Martinique, mise à jour des connaissances* - Rapport BRGM / 87 MTQ 035 - 12 p. + annexes.
231. FELPETO A., MARTI J., ORTIZ R. (2007) - Automatic GIS-based system for volcanic hazard assessment - *Journ. Volcan. Geoth. Res.*, 166 - pp. 106-116.
232. FEUILLARD M. (1984) - *Macrosismicité en Guadeloupe et en Martinique* - I.P.G.P., Observatoire Volcanologique de la Guadeloupe - 30 p.
233. FEUILLET N., MANIGHETTI I., TAPPONIER P. (2002) - Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles - *J. Geophys Res*, 107(b12).
234. FIARD J.P. (1994) - *Les forêts du nord de la Montagne Pelée et des édifices volcaniques du Piton Mont Conil et du Morne Sibérie, Martinique* - Thèse, Univ. Antilles Guyane - 615 p.
235. FICHAUT M., MAURY R.C., COULON C., DUPUY C., GOURGAUD A., TRAINÉAU H., WESTERCAMP (1985) - Magmatologie de la Montagne Pelée - *Clermont-ferrand, Bulletin PIRPSEV*, n° 101 - 46 p.
236. FICHAUT M. (1986) - *Magmatologie de la Montagne Pelée* - Thèse, Univ. Brest - 319 p.
237. FIGUEIREDO T. de (1996) - Influence de la pierrosité superficielle sur l'érosion d'un sol franc-limoneux: résultats d'une expérimentation de simulation - *Montpellier, ORSTOM/IRD, Réseau Erosion, Bull.* 16 - pp. 98-108.
238. FLAGEOLLET J.C. (1988) - *Les mouvements de terrain et leur prévention* - Paris, Ed. Masson - 224 p.
239. FOUILLAC C. et MICHARD G. (1981) - Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoir - *Geothermics 10* - pp. 55-74.
240. FOURNIER R.O. (1979) - A revised equation for the Na/K geothermometre - *Geoth. Res. Council Trans.*, 3, pp. 221 - 224.
241. FRANCOU B. (1988) - *L'éboulisation en haute montagne* - Caen, Editec - 696 p.
242. GABERT P., VAUDOUR J. dir. (1999) - *Risques naturels, 120^e Cong. Nat. du CTHS* - Paris, Ed. du CTHS - 159 p.
243. GAGNEPAIN, BEYNEIX () - *Experimental study of site effects in the Fort de France aera: Martinique (island)* - Ford de France, I.P.G.P. - 12 p.

244. GAILLARD J-C. (2002) - Implications territoriales et ethno-culturelles d'une crise volcanique: le cas de l'éruption du Mont Pinatubo aux Philippines - *Annales de Géographie*, n° 627-628 - pp. 574-591.
245. GAILLARD J-C. (2008) - Alternative paradigms of volcanic risk perception: the case of Mt Pinatubo in the Philippines - *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 172 , 3-4 - pp. 315-328.
246. GAILLARD J.C., D'ERCOLE R., LEONE F. (2001) - Cartography of population vulnerability to volcanic hazards and lahars of Mount Pinatubo (Philippines): a case study in Pasig-Potrero River basin (province of Pampanga) - *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, n°3 - pp. 209-222.
247. GAILLARD J-C., DIBBEN C.J.L. (2008) - Volcanic risk perception and beyond - *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 172 , 3-4 - pp. 163-169.
248. GALEA G., PRUDHOMME C. (1997) - Notion de base et concepts utiles pour la compréhension de la modélisation synthétique des régime de crue des bassins versants au sens des modèles QdF - *Revue des sciences de l'eau n°1* - pp. 81-101.
249. GARAUD L. (1891) - *Trois ans à la Martinique* - Alcide Picard et Kaan, Editeurs - 286 p.
250. GARCIA-ZUNIGA F.F., PARROT J.F. (1998) - Analyse tomomorphométrique d'un édifice volcanique récent: Misti (Pérou) - *C.R. Acad. Sciences de la terre et des planètes*, 327 - pp. 457-462.
251. GARCIN M., POISSON B., POUGET R. (2005) - High rates of geomorphological processes in a tropical area: the Remparts River case study (Réunion Island, Indian Ocean), *Geomorphology*, 67 - pp. 335-350.
252. GARRY G. (1985) - *Photo-interprétation et cartographie des zones inondables* - Ministère de l'Environnement, Ministère de l'Équipement, Ed. STU - 74 p.
253. GARRY G. (1994) - Evolution et rôle de la cartographie dans la gestion des zones inondables en France - *Mappemonde 4/1994* - pp. 10-16.
254. GARRY G., VEYRET Y. (1994) - La prévention du risques d'inondation: L'exemple Français est-il transposable au P.E.D. ? - *Résumés du colloque international "Croissance urbaine et risques naturels principalement dans les pays en développement"*, Clermont-Ferrand, Univ. Blaise Pascal - pp. 98-99.
255. GARRY G. et GRASZK E. (1999) - *Plans de prévention des risques naturels (PPR) : risques d'inondation, Guide méthodologique* - MEEDD, Paris, Ed. La documentation Française - 123 p.
256. GARRY G., BALLAIS J.L., MASSON M. (2002) - La place de l'hydrogéomorphologie dans les études d'inondation en France méditerranéenne - *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n°1 - pp. 5 - 16.
257. GAY I., MACAIRE J.J., COCIRTA C. (1998) - Evolution quantitative des flux particuliers depuis 12600 ans dans le bassin du lac Chambon, Massif central, France - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Vol. 169, N°2 - pp. 301-314.
258. GAUDRU H. (1999) - L'homme face aux risques volcaniques - *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, Vol. 76, n°4 - pp 383-388.
259. GENEVEY A., GALLET Y., BOUDON G. (2002) - Secular variation study from non-welded pyroclastic deposits from Montagne Pelée volcano, Martinique (West Indies) - *Earth and Planetary Science Letters*, 201 - pp. 369-382.
260. GEORGES P. (1972) - L'illusion quantitative en géographie - in, *La pensée géographique contemporaine* - Saint Brioux, PU de Bretagne - pp. 121-132.

261. GERMA A. (2008) - Evolution volcano-tectonique de l'île de la Martinique (arc insulaire des petites Antilles): nouvelles contraintes géochronologiques et géomorphologiques - Thèse, Univ Paris XI - 266 p. plus annexes.
262. GIGGENCACH W.F. (1988) - Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicatord - *Geichim. Cosmochim.*, Acta 52 - pp. 2749 - 2765.
263. GILLI E. (1999) - *Eaux et Rivière Souterraines* - Paris, PUF - 127 p.
264. GIRARD D. (1981) - *Pétrologie de quelques séries spilitiques mésozoïques du domaine Caraïbe et des ensembles magmatiques de l'île de Tobago: implications géodynamiques*. Thèse, Univ. Brest - 230 p.
265. GIRAULT F., BOUYASSE P., RANCON J.P. (1998) - *Volcans vus de l'espace* - Paris, Ed. Nathan - 192 p.
266. GIRET A. (2007) - Géographie de l'écoulement fluvial - Paris, Ed. L'Harmattan - 354 p.
267. GODARD A. (1958) - Quelques observations sur le modelé des régions volcaniques du Nord-Ouest de l'Ecosse- *Scot. Geogr. Mag.* - pp. 37 - 43.
268. GODARD A. (1977) - *Pays et paysage de granite* - Paris, PUF - 232 p.
269. GODARD H. (Coord.) (1998) - *Atlas de France, Les Outre-mers* - Paris, Reclus/La documentation Française, Vol. 13 - 128 p.
270. GODARD H., HARTOG T. (2003) - Le bassin caraïbe: présentation - *Mappe Monde*, 72, 4 - pp. 2-5.
271. GOUDIE A. (1990) - *Geomorphological techniques* - N.Y.C., Routledge - 570 p.
272. GOURGAUD A., (1985) - *Mélange de magmas dans les séries alcalines et calco-alcalines: leur rôle dans la génèse des laves intermédiaires et leur influence sur les mécanismes éruptifs* - Thèse. Univ. Clermont-Ferrand II - 491 p.
273. GOUT J-P. (1993) - *Prévention et gestion des risques majeurs : Les risques d'origine naturelle* - Paris, Les éditions de l'environnement - 301p.
274. GRAF (1983) - The arroyos problem - palaeohydrology and palaeohydraulics in the short term - In GREGOY K.J. (ed.), *Background to palaeohydrology: a perspective*. Chichester, John Willey and Sons - pp. 279 - 302.
275. GRAFF B. (2004) - *Prédétermination des débits de crue des petits bassins versants torrentiels* - Thèse Univ. Montpellier II - 264 p + annexes.
276. GRAPPIN C. (1986) - *Une île volcanique des Antilles: la Martinique* - CNRS - 12 p.
277. GROS Y. (2002) - *Les failles actives à faible fréquence de rupture en surface en Martinique* - Fort de France, Rapport BRGM-Antea - 79 p.
278. GROS-DESORMEAUX J.R. (2008) - Biodiversité dans un espace insulaire: le cas de la Martinique - Thèse, Univ. Antilles Guyane - 360 p.
279. GUILCHER A. (1984) - Très grandes falaises et mégafalaises d'île macaronésiennes: Grande Canarie, Tenerife, Madère, Sao Miguel - *Lisbonne Livro de Homenagem a O. Ribiero* - pp. 357-366.
280. GUISCAFRE J., KLEIN J.C., MONIOD F., (1976) - *Les ressources en eau de surface de la Martinique*. Paris, *Monographies hydrologique* - ORSTOM - 212 p. + données et 10 cartes.

281. GUITON M. (1998) - *Ruissellement et risque majeur. Phénomènes, exemples et gestion spatiale des crues* - Paris, Lab. Central des Ponts et Chaussées - 315 p.
282. GUYOT J.L., CALLE H., CORTES J., PETEIRA M. (1990) - Transport de matières dissoutes et particulaires des Andes vers le RIO de La Plata par les tributaires boliviens (rios Pilcomayo et Bermejo) du Rio Paraguay - *Hydrological sciences, vol. 33 ,n°6* - pp. 663-665.
283. HAMM L., TANGUY J.M., ZHANG B. (1994) - Prise en compte des effets gravitaires dans la modélisation du transport solide par charriage - *La Houille Blanche, n°4-1994* - pp. 47-55.
284. HARITCHABALET C., SOMMER W. (2009) - *Mesure sans contact des débits avec le RQ-24* - Vireux Molhain, AnHydre/Sommer - 10 p.
285. HARTOG T., RENELY C. (2009) - La croisière dans le Bassin Caraïbe: une géographie du paradoxe - St Dié des Vosges, F.I.G. - Poster.
286. HASSAN M.A., SCHICK A., LARONNE J.B. (1984) - The recovery of flood dispersed coarse sediment particles, a three-dimensional magnetic tracing method - *Catena supp.5* - pp. 153-161.
287. HAYAKAWA Y.S., OGUCHI T. (2006) - DEM-based identification of fluvial knickzones and its application to Japanese mountain rivers - *Geomorphology, 90* - pp. 90-106.
288. HAYAKAWA Y.S., YOKOYAMA S., MATZUKURA Y. (2008) - Erosion rates of waterfalls in post-volcanic fluvial systems around Aso volcano, southwestern Japan - *Earth Surface Process and Landforms, 33* - pp. 801-812.
289. HAYAKAWA Y.S., OGUCHI T. (2009) - GIS analysis of fluvial knickzone distribution in Japanese mountain watersheds - *Geomorphology, 111* - pp. 27-37.
290. HAYES S.K., MONTGOMERY D.R., NEWHALL C.G. (2002) - Fluvial sediment transport and deposition following the 1991 eruption of Mount Pinatubo - *Geomorphology, n°45* - pp. 211-224.
291. HESS J. (1902) - *La catastrophe de la Martinique : Notes d'un reporter* - Paris, Librairie Charpentier et Fasquelles - 300 p.
292. HEILPRIN A. (1903) - *Mont Pelée and the tragedy of Martinique. A study of the great catastrophes of 1902, with observations and experiences in the field* - J. B. Lippincott Company, Philadelphia and London - 335 p.
293. HILDENBRAND A., GILLOT P.Y., MARLIN C. (2008) - Geomorphological study of long-term erosion on a tropical volcanic ocean island: Tahiti-Nui (French polynesia) - *Geomorphology, 93* - pp. 460-481.
294. HINNEWINKEL J.C., PETIT M. (1976) - Carte géomorphologique de la Martinique - in: LASSERRE G. dir. - Atlas des départements français d'Outre Mer, Tome 2, la Martinique - Paris, CNRS/IGN - 158 p.
295. HJULSTRÖM F. (1935) - Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris - Bull. Geol Institute, Univ. Uppsala, 25 - pp. 221 - 527.
296. HORTON R.E. (1932) - Drainage basin characteristics - *Trans. of the American Geophysical Union, n°13* - pp. 350-361.
297. HORTON R.E. (1945) - Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology - *Bull. geol. Soc. Am., 56* - pp. 275-330.
298. HUBP J.L., INBAR M., PASTRANA A., FLORES A., ZAMORANO J.J. (2001) - Interprétation of the geomorphic setting of the Cuicuilco basin, Mexico City, affected by the pre-hispanic eruption of the Xitle volcano - *Géomorphologie: relief, processus, environnement, n°3* - pp. 223-232.

299. HUGGEL C., SCHNEIDER D., JULIO MIRANDA P., DELGADO GRANADOS H., KAAB A. (2008) - Evaluation of Aster and SRTM DEM data for lahar modeling: A Case study on lahars from Popocatepelt Volcano, Mexico - *Jour. of Volc. and Geoth. Res.*, 170 - pp. 99-110.
300. HUMBOLDT de A. (1810) - *Vues des cordillères et monuments des peuples indigènes de l'Amérique* - Paris, Imp. J.H. Stone / F. Schoell.
301. INBAR M., ENRIQUEZ A.R., GRANIEL J.H. (2001) - Morphological changes and erosion processes following the eruption of El Chichon volcano, Chiapas, Mexico - *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, n°3 - pp. 175-184.
302. INSEE (1999) - L'inventaire communal 1998 - *Antiane-Éco*, n°40 - pp. 4-5.
303. INSEE (2007) - Tableau économique régional de la Martinique - Fort-de-France, INSEE - 161 p.
304. I.P.G.P. (2001) - *Rapport d'activité de l'année 2000* - Fond-Saint-Denis, Observatoire de la Montagne Pelée - 24 p.
305. ISDR (2002) - Living with risk: a global review of disaster reduction initiatives (Preliminary version, July 2002) - International Strategy for Disaster Reduction - <http://www.unisdr.org/unisdr/globalreport.htm>
306. IWAMOTO M. (1996) - Prevention of disasters caused by debris flows at Unzen volcano, Japan - in *SLAYMAKER O. (1996) - Geomorphic hazards* - Chichester, Wiley - pp. 95-110.
307. JEREMIE J.-J., PASCALINE H. (1992) - *Les ressources hydrothermales et le thermalisme en Guadeloupe et en Martinique* - Ed. Association pour la promotion du thermalisme aux Antilles - 47 p.
308. KADOMURA H., IMAGAWA T., YAMAMOTO H. (1983) - Eruption induced rapid erosion and mass movements on Usu Volcano - *Zeit. fur Geomorph.*, n°46 Suppl. - pp. 123-142.
309. KARATSON D. (1996) - Rates and factors of stratovolcano degradation in a continental climate: complex morphometric analysis for nineteen Neocene/quaternary crater remnants in the Carpathians - *Jour. Volcano. Geotherm. Res.*, 73 - pp. 65 -78.
310. KARATSON D. (1999) - Erosion of primary volcanic depressions in the Inner Carpathian volcanic chain - *Zeit. fur Geomorph.*, suppl. 114 - pp. 49-62.
311. KHARAKA Y-K., LICO M.S. and LAW-LEROY M. (1982) - Chemical geothermometers applied to formation waters, Gulf of Mexico and California basins - *AAPG Bulletin*, 66, n°5 - pp. 588-595.
312. KENNAN G. (1902) - *The tragedy of Pelée, a narrative of personal experience and observation in Martinique* - New-York, Negro Universities Press, rééd. 1969 - 275 p.
313. KIEFFER G. (1971) - Aperçu sur la morphologie des régions volcaniques du massif central - Symposium Jean Jung, Clermont-Ferrand, Ed. Plein Air Service - pp. 479-510.
314. KINNEL P.I.A., CUMMINGS D. (1993) - Soil/slope gradient interactions in erosion by rain impacted flow - *Trans ASAE*, n°36 - pp. 381-387.
315. KLEIN C. (1985) - La notion de cycle en géomorphologie - *Rev. de Géol. dyn. et de Géogr. Phys.*, Vol 26, N°2 - pp. 95-107.
316. KLEIN C. (1993) - *Du dynamisme des processus à la dynamique des formes en géomorphologie* - Gap, Ed. Ophrys - 188 p.
317. KLEIN C. (1999) - *Henri BAULIG (1877-1962), sa contribution à l'enrichissement de la géomorphologie générale* - Gap, Ed. Ophrys - 176 p.

318. KLEIN C. (2001) - *De la Mésogéomorphologie, à la microgéomorphologie et à la mégagéomorphologie* - Gap, Ed. Ophrys - 112 p.
319. KOMARAWINATA S., ILYAS M.A. (1990) - Erosion and sedimentation monitoring in the Upper Citarum river basin - *Proc. Int. Symp. Erosion and Volcanic Debris Flow Technology* (S. SUKARDI, J. CAHYONO and SUKIYOTO, Eds.): S16 - 1- 22, *Min. Publ. Works -Min. Mining and Energy - Min. Forestry, Rep. Indon, Jakarta.*
320. KOMOROWSKI J.C., BOUDON G., SEMET M., BEAUDUCEL F., ANTENOR-HABAZAC C., BAZIN S., HAMMOUYA G., CHEMINEE J.L. (2005) Guadeloupe. . in: LINDSAY J.M. et al. (eds.), *Volcanic atlas of the lesser Antilles, Trinidad et Tobago, Seismic Research Unit, UWI* - pp. 67-104.
321. KOULINSKI V. (1993) - *Etude de la formation d'un lit torrentiel par confrontation d'essais sur modèle réduit et d'observations de terrain* - Thèse, Univ. Grenoble 1 - 538 p.
322. LACHAT B. (1998) - *Guide de protection des berges de cours d'eau en techniques végétales* - Ministère de l'environnement, Diren Rhône Alpes - 143 p.
323. LACROIX A. (1903) - *Notice sur les travaux scientifiques de M. A. LACROIX* - Paris, Librairie Polytechniques, Ch. Béranger Editeur - 126 p.
324. LACROIX A., (1904) - *La Montagne Pelée et ses éruptions* - Paris, Ed. Masson & Cie - 662 p.
325. LACROIX A., (1908) - *La Montagne Pelée après ses éruptions* - Paris, Ed. Masson & Cie - 136p.
326. LAGEAT Y. (1992) - Volcanisme et paléoenvironnement, la diversité des approches - in LAGEAT Y., THOURET J.C., *Rythmes morphogéniques en domaine volcanisé, Clermont-Ferrand, CERAMAC* - pp. 87-81.
327. LAGEAT Y., THOURET J.C. (1992a) - Rythmes morphogéniques en domaine volcanisé - *Acte colloque, Clermont-Ferrand, CERAMAC* - 270 p.
328. LAGEAT Y., THOURET J.C. (2004) - Hommage à Max DERRUAU, 1920-2004 - *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 3 - pp. 255 - 260.
329. LAGEAT Y., De GOER DE HERVE A., CANTAGREL J.M. (1992b) - Les apports des datations volcaniques à la connaissance de l'évolution géomorphologique, l'exemple de la région de Clermont-Ferrand (Massif central français) - in LAGEAT Y., THOURET J.C., *Rythmes morphogéniques en domaine volcanisé, Clermont-Ferrand, CERAMAC* - pp. 51-74.
330. LAJEUNESSE E. (2008) - Erosion et transport de sédiments: du laboratoire au terrain. - mémoire HDR, Paris, I.P.G.P. - 137 p.
331. LALUBIE G. (2000) - L'observatoire volcanologique de la Montagne Pelée - *Rapport de stage, IPGP/Géode Caraïbe/UAG* - 49 p. + annexes.
332. LALUBIE G. (2001) - *Caractéristiques hydrologiques et géomorphologiques des cours d'eau du massif de la Montagne Pelée* - Mémoire de DEA., Univ. Antilles Guyane - 169 p. + annexes.
333. LALUBIE G. (2002a) - *La Montagne Pelée : 100 ans de volcanologie moderne* - Fort de France, Exposition Bibliothèque Universitaire, U.A.G.
334. LALUBIE G. (2002b) - *Application du Système d'Evaluation de la Qualité Physique sur les cours d'eau du massif la Montagne Pelée* - Fort de France, Rapport DIREN - 39 p. + annexes.
335. LALUBIE G. (2003) - *Localisations, analyses et prélèvements des sources thermales, jusqu'alors inconnues, de la Montagne Pelée, Martinique. Compte rendu d'expéditions* - Fort de France, Rapport BRGM - 6 p. + 15 annexes.

336. LALUBIE G. (2006): Caractéristiques géomorphologiques des trois types de cours d'eau du massif de la Montagne Pelée, Martinique - *Terres d'Amérique, n° 5, Editions Karthala et Géod e Caraïbe (UAG), Fort de France* - pp. 411-434.
337. LALUBIE G. (2007) - *Amélioration des connaissances sur les risques inhérents aux cours d'eau du flanc Caraïbe de la Montagne Pelée* - Rapport DIREN, Fort de France. 155 p.
338. LAMBERT R., GAZELLE F., GHOLAMI M., PRUNET C. (2001) - La cartographie informative des zones inondables. L'exemple du Midi-Pyrénées. *Actes du colloque "au chevet d'une catastrophe" Perpignan, Presses universitaire de Perpignan* - pp. 147-164.
339. LARONNE J.B., OUTHLET D.N., CARLING P.A., MAC CABE T.J. (1994) - Scour chain employment in gravel bed rivers - *Catena, n°22* - pp 299-306.
340. LARUE J.P. (1992) - Volcanisme et dynamique fluviale dans le Massif Central - in *LEGEAT Y., THOURET J.C., Rythmes morphogéniques en domaine volcanisé, Clermont-Ferrand, CERAMAC* - pp. 137-150.
341. LASSERRE G. dir. (1976) - Atlas des départements français d'Outre Mer, Tome 2, la Martinique - *Paris, CNRS/IGN* - 158 p.
342. LATULIPPE C. et PEIRY J.L., (1996) - Essais de hiérarchisation des zones de production de matière en suspension dans le bassin versant d'un grand cours d'eau: l'Isère en amont de Grenoble - *Revue de géographie alpine; Grenoble n°2* - pp. 29-44.
343. LAVABRE J., ARNAUD P., FINE J.A., BRISSON A. (2006) - *Estimation des débits de référence de crue à la Martinique, régionalisation et pixellisation des courbes intensité-durée-fréquence des pluies* - Rapport d'étude Cemagref, Fort de France, Diren - 18 p.
344. LAVIGNE F. (1998) - *Les lahars du volcan Merapi, Java central, Indonésie: déclenchement, budget sédimentaire, dynamique et zonage des risques associés*. Thèse. Univ. Clermont-Ferrand - 539p.
345. LAVIGNE F. (1999) - SIG et zonage des risques volcaniques: application au volcan Merapi, Java, Indonésie - *Bulletin de l'Association des Géographes Français, Vol. 75, n°3* - pp. 371-382.
346. LAVIGNE F. (2001) - Evolution géomorphologique de la vallée Boyong, à la suite de l'éruption du 22 novembre 1994 du volcan Merapi, Java, Indonésie - *Géomorphologie: relief, processus, Environnement, 3* - pp. 159-174.
347. LAVIGNE F. (2004) - Rate of sediment yield following small-scale volcanic eruptions: a quantitative assessment at the Merapi and Semeru stratovolcanoes, Java, Indonesia - *Earth Surf. Process. Landforms, 29* - pp. 1045 - 1058.
348. LAVIGNE F. et THOURET J.C. (1994) - Proposition d'une méthode d'évaluation et de cartographie des risques liés aux lahars sur le volcan Merapi (Java, Indonésie) - *Rev. Geo. Alpine, Vol. 82, n°2* - pp. 151-166.
349. LAVIGNE F. et THOURET J.C. (2000) - Les lahars: dépôts, origine et dynamique - *Bull. Soc. Géol, t.171, n°5* - pp. 545-557.
350. LAVIGNE F., THOURET J.C. et al. (2000) - Instrumental lahar monitoring at Merapi Volcano, Central Java, Indonesia - *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 100* , - pp. 315-328.
351. LAVIGNE F., THOURET J.C. et al. (2002) - Sediment transportation and deposition by rain-triggered lahars at Merapi Volcano, Central Java, Indonesia - *Geomorphology, n°49* - pp. 457-478.
352. LAVIGNE F., SUWA H. (2004) - Contrast between debris flows, hyperconcentrated flows and stream flow at a channel of Mount Semeru, East Java, Indonesia - *Geomorphology, n°61, 1-2* - pp. 41-58.

353. LAVIGNE F. HADISANTONO R., SURMAYADI M., FLOHIC F., GEYER F., (2005) - The November 2002 eruption of the Papandayan volcano (Indonesia): direct and induced hazards, with emphasis on lahars - *Z. fur Geomorph.*, Vol. 140 Supp. - pp. 151-165.
354. LAVIGNE F., GUNNEL Y. (2006) - Land cover and abrupt environmental impacts on Javan volcanoes, Indonesia: a long-term perspective on recent events - *Regional Environment Change*, n°6, 1-2 - pp. 86-100.
355. LAWLER D.M. (1993) - The measurement of river bank erosion and lateral channel change - *Earth Surface Processes and Landforms*, n°18 - pp 777-821.
356. LEDOUX B., HUBERT G. (dir.) (1999) - Le coût du risque. L'évaluation des impacts socio économiques des inondations - Paris, Press Ecole National des Ponts et Chaussées - 232 p.
357. LEDOUX B. (2006) - *La gestion du risque inondation* - Paris, Ed. Tec & Doc - 770 p.
358. LEFORT P. (1991) - *Transport solide dans le lit des cours d'eau, dynamique fluviale* - SOGREAH - ENSHMG - INPG Grenoble - 167 p.
359. LE FRIANT A. (2001) - *Les déstabilisations de flanc des volcans actifs de l'arc des Petites Antilles: Origine et conséquences* - Thèse, Univ. Paris 7 - 378 p.
360. LE FRIANT A., BOUDON G., DEPLUS C., VILLEMANT B. (2003) - Large scale flank-collapse events during the recent activity of Montagne Pelée, Martinique, Lesser Antilles - *Journal of Geophysical Research*, v 108 (B1) - 2055.
361. LE FRIANT A., HARFORD C., DEPLUS C., BOUDON G., SPARKS R.S.J., HERD R., KOMOROWSKI J.C. (2004) - Geomorphological evolution of montserrat (West Indies): Importance of flank collapse and erosionnal processes - *Journal of the geological society, London*; Vol. 161 - pp 147-160.
362. LE FUR A. (2005) - *Pratique de la cartographie* - Paris, Ed. Armand Colin - 96 p.
363. LEGER M. (1990) - Genèse et évolution du réseau hydrographique du piémont nord alpin - 3e forum nat. Géomorphologie, Aix en Provence, Méditerranée, Hors série - pp. 51-52.
364. LE GERN F., TAZIEFF A., FAIVRE-PIERRET R. (1982) - An example of Health hazard: People killed by gas during phreatic eruption: Diëng Plateau (Java, Indonesia), february 20th, 1979 - *Bull. Volc.*, vol 45, n°2 - pp. 153 - 156.
365. LE MEHAUTE N. (1999) - *La fourniture et le transit sédimentaire dans le bassin versant de la haute Bienne, Jura Français* - Mém. DEA, Univ. Paris IV - 101 p.
366. LEONE F. (2002) - Implications territoriales et socio-économiques des menaces naturelles en Martinique (Antilles Françaises): une approche spatiale assistée par SIG - *Annales de géographie* n°627-628, Paris, Ed. Armand Colin - pp. 549-573.
367. LEONE F. (2006) - Contribution méthodologique à la cartographie des risques naturels. Exemples d'applications à la Martinique (Antilles française) - *Terres d'Amérique*, n° 5, Editions Karthala et Géode Caraïbe (UAG), Fort de France - pp. 33-52.
368. LEONE F. (2007) - *Caractérisation des vulnérabilités aux catastrophes « naturelles » : contribution à une évaluation géographique multirisque (mouvements de terrain, séismes, tsunamis, éruptions volcaniques, cyclones)* - Mémoire HDR, Université Montpellier III - 245 p. + Annexes.
369. LEONE F., VEVASQUEZ E. (1997) - Analyse en retour de la catastrophe de la Josefina (Equateur,1993) : contribution à la connaissance du concept de vulnérabilité appliqué aux mouvements de terrain - *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, Vol. 25, n°3 - pp. 461 - 478.

370. LEONE F., LESALES T. (2002) - *Proposition de Plan de Prévention des Risques volcaniques, montagne Pelée, Martinique* - Geode Caraïbe, rapport d'étude DDE - 61p. + annexes.
371. LEONE F., LESALES T. (2004) - Des cartes pour comprendre, évaluer et gérer le risque volcanique en Martinique (Antilles françaises): de l'intérêt de la cartographie en géographie des risques naturels - in *La géographie des risques dans le monde* - Paris, Ed. Ellipses - pp. 113-129.
372. LEONE F., LESALES T. (2006a) - Des cartes pour gérer le risque volcanique en Martinique (Antilles françaises) - *Revue internationale de geomatique*, Vol. 13, n°3-4 - pp. 441-358.
373. LEONE F., VINET F. dir. (2006b) - *La vulnérabilité des sociétés et des territoires face aux menaces naturelles* - Montpellier, Géorisque 1, Univ. Montp. III - 140 p.
374. LE PICHON X. (1968) - Sea floor spreading and continental drift - *J. Geophys. Res*, n°73 - pp. 3661-3697.
375. LE PRIEUR, RUFZ, PEYRAUD (1852) - Eruption du volcan de la Montagne Pelée à la Martinique - *Bull. off. de la Martinique*, n°49 - pp. 3-22.
376. LEROUX M. (1999) - Volcanisme et climat - *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, Vol. 76, n°4 - pp. 348-359.
377. LESALES T. (1995) - *Perspectives d'évaluation et de mitigation du risque volcanique: application à la Montagne Pelée (Martinique)*: Mém. DEA, Univ. Antilles Guyane - 142 p.
378. LESALES T. (1999) - Zone d'abri et zone à risque: des notions-clés dans la gestion des crises volcaniques dans les Petites Antilles - *Terres d'Amérique*, n°2, Editions Karthala et Géo de Caraïbe (UAG), Fort de Franc - pp. 145 - 164.
379. LESALES T. (2006) - *La vulnérabilité des sociétés exposées aux risques volcaniques: la cas des Petites Antilles* - Thèse, Univ. Antilles Guyane - 371 p.
380. LIM P., DAUBA F., DAUTA. A. et BOSCA C. (1995) - *Etude floristique et faunistique des rivières martiniquaises*. Fort de France, Rapport Diren - 73 p.
381. LIM P., LEK S., SEGURA G. (1997) - *Etude des peuplements de poissons et de crustacés de la Rivière Capot et de ses affluents*. Fort de France, Rapport Diren - 73 p. + annexes.
382. LIN Z., OGUCHI T. (2009) - Longitudinal and transverse profiles of hilly and mountainous watersheds in Japan - *Geomorphology*, 111 - pp. 17-26.
383. LIPMAN P.W., MULLINEAUX D.R. (1981) - *The 1980 eruptions of Mount St Helens, Washington* - Geological Survey Professional paper, 1250 - 844 p.
384. LISLE T.E. (1995) - Effects of coarse woody debris and its removal on a channel affected by the 1980 éruption of Mount St Helens, Washington - *Water Resource Research*, vol. 31, n°7 - pp. 1797-1808.
385. LITCHFIELD N.J., BERRYMAN K.R. (2005) - Correlation of fluvial terraces within the Hikurangi Margin, New Zealand: implications for climate and baselevel controls - *Geomorphology*, 68 - pp. 291-313.
386. LIZET B., DE RAVIGNAN F. (1986) - *Comprendre un paysage, guide pratique de recherche* - Ed. CNRS - 136 p.
387. LOMOSCHITZ A., MECO J., COROMINAS J. (2002) - The Barranco de Tirajana basin, Gran Canaria (Spain). A major erosive landform caused by large landslides - *Geomorphology*, 42 - pp. 117-130.

388. LOUPOUKHINE M., MOURET C (1977) - *Etude géothermique des sources de la Martinique* - Rapport BRGM, SGR Ant., n°77 ANT 36 - 32 p.
389. MACAIRE J.J. (1985) - Relations entre les altérites formées sur les roches endogènes du Massif central français et les épandages détritiques périphériques, au cénozoïque récent - *Géologie de la France*, 2 - pp. 201-212.
390. MACDONALD R., HAWKESWORTH C.J., HEATH E. (2000) - The Lesser Antilles volcanic chain : a study in arc magmatism - *Earth Science Reviews*, 49 - pp. 1-76.
391. MAH M.G.C., DOUGLAS L.A., RINGROSE-VOASE A.J. (1992) - Effects of crust development and surface slope on erosion by rainfall - *Soil Science*, n° 154 - pp. 37-43.
392. MAIF (2007) - *Développement urbain et risque d'inondation dans le midi méditerranéen* - Actes du colloque 8 juin 2007, 2^e rencontres géographes et assureurs face aux risques naturels, Univ Montpellier III/Maif - 251 p.
393. MAJOR J.J., JANDA R.J., DAAG A.S. (1996) - Watershed disturbance and lahars on the east side of Mount Pinatubo during the mid-June 1991 eruptions - In *Newhall, C.G. and Punongbayan, R.S., Fire and Mud, Eruptions and lahars of Mt. Pinatubo, Philippines, Quezon City/Seattle, PHIVOLCS/Univ. of Washington Press* - pp. 895-920.
394. MAJOR J.J. (2003) - Post-eruption hydrology and sediment transport in volcanic river systems - *Water Resource Impact*, Vol. 5, n°3 - pp. 10-15
395. MALAVOI J.R., SOUCON Y. (2002) - Description standardisée des principaux faciès d'écoulement observable en rivière- *Bull. Fr. Pêche Piscic.*, 365/366 - pp. 357 - 372.
396. MANVILLE V. (2002) - Sedimentary and geomorphic responses to ignimbrite emplacement: Readjustment of the Waikato river after the A.D. 181 Taupo eruption, New Zealand - *Jour. of geology*, 110 - pp. 519-541.
397. MANVILLE V., NEWTON E.H., WHITE J.D.L. (2005) - Fluvial responses to volcanism: resedimentation of the 1800a Taupo ignimbrite eruption in the Rangitaiki River catchment, North Island, New Zealand - *Geomorphology*, 65 - pp. 49-70.
398. MARRAS P. (1997) - *Ressources en eaux superficielles de la Martinique, les débits d'étiages* - Fort de France, Rapport Diren - 28 p. + annexes.
399. MARRE A. (2007) - Cartographie géomorphologique et cartographie des risques - *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, Vol. 84, n° 1- pp. 3-21.
400. MARTEL C. (1996) - *Conditions pré-éruptives et dégazage des magmas andésitiques de la Montagne Pelée (Martinique) : étude pétrologique et expérimentale* - Thèse, Univ. d'Orléans - 249 p.
401. MARTEL C., PICHAVANT M., BOURDIER J.L., TRAINÉAU H., HOLTZ F. et SCAILLET B. (1998) - Magma storage conditions and control of eruption regime in silicic volcanoes : experimental evidence from Mt. Pelée - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 156 - pp. 89 - 99.
402. MARTIN P. (2007) - *Ces risques que l'on dit naturels* - Paris, Ed. Eyrolles - 506 p.
403. MARTINEZ M.M.L., ARBOLEDA R.A., REYES D., GABINETE E., DOLAN M.T. (1996) - Observations of 1992 lahars along the Sacoba-Bamban River System - In: *Newhall, C.G. and Punongbayan, R.S., Fire and Mud, Eruptions and lahars of Mt. Pinatubo, Philippines, PHIVOLCS/Univ. of Washington Press* - pp. 1045-1052.
404. MASSON M. (1983) - *Essai de cartographie des champs d'inondation par photo-interprétation* - Rapport CETE Méditerranée, Ed. STU - 47 p.

405. MASSON M., GARRY G. et BALLAIS J.L. (1996) - Cartographie des zones inondables. Approche hydrogéomorphologique - Paris, Ed. Villes et Territoires - 100 p.
406. MASSON M., GUITON M. (2008) - Formations superficielles, ruissellement et inondations - in, DEWOLF Y., BOURRIE G., *coord.* (2008) - *Les formations superficielles: genèse, typologie, classification, paysage et environnement, ressources et risques* - Paris, Ed. Ellipses - pp. 732-750.
407. MATHYS N. (éd.) (1999) - *Les bassins versants expérimentaux de DRAIX, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne, (Actes du colloque Draix, Digne, 22-24 octobre 1997)* - Antony, Cemagref Editions - 325 p.
408. Mc KENZIE D.P., PARKER R.L. (1967) - The new global Tectonics: major inconsistencies - *Amer. Ass. Petrol. Geol.*, n°56, Vol. 2 - pp. 269-236.
409. MENENDEZ I., SILVA P.G., MARTIN-BETANCOR M., PERREZ-TORRADO F.J. (2008) - Fluvial dissection, isostatic uplift, and geomorphological evolution of volcanic islands (Gran Canaria, Canary Islands, Spain) - *Geomorphology*, 102 - pp. 189-203.
410. MERCIER D. (2004) - Commentaire de paysage en géographie physique, documents et méthodes - Paris, Ed. Armand Colin - 256 p.
411. METIVIER F. (2003) - Des sources aux océans: enjeux et problématiques en géomorphologie fluviale - Mémoire HDR, Univ. Paris 7 -
412. MEUNIER M. (1989) - Essais de synthèse des connaissances en érosion et hydraulique torrentielle - *La Houille blanche*, n°5-1989 - pp. 351-375.
413. MEUNIER M.(1991) - *Eléments d'hydraulique torrentielle*. Antony, Cemagref Edition - 278p.
414. MEUNIER M. (1996) - Phénomènes érosifs et risques torrentiels en montagne - *C.R. Acad. Agric. Fr.*, vol. 82, n°3 - pp. 5-16.
415. MEUNIER M. (1999) - *Les torrents du Nord-Ouest de la Martinique. Hydrologie des crues, érosion, hydraulique et dynamique torrentielles* - Paris, Cemagref Editions - 338 p. + annexes.
416. MEUNIER M., MATHYS N., CAMBON J.P. (1993) - Panorama synthétique des mesures d'érosion effectuées sur trois bassins du site expérimental de Draix - in: *Communication de la 10^{èmes} journée du réseau érosion, Montpellier, 1993* - pp. 125-140.
417. MEYER M. (1954) - Résumé des observations faites le 27/02/1952 à l'occasion d'une excursion aux sources chaudes - *Bull Soc. Fr. Nat. des Antilles*, n°4 -
418. MICHARD G. (1990) - Behaviour of major elements and some trace elements (Li, Rb, Cs, Sr, Fe, Mn, W, F) in deep hot waters from granitic areas - *Chem. Geol.*, 89 - pp. 117-134.
419. MILLER J.M., HON J.S. (1902) - *The Martinique horror and Saint-Vincent calamity : Containing a full and complete account of the most appalling disaster of modern times* - Boston, J.R. Spaulding and co - 560 p.
420. MILLIMAN J.D. et MEADE R.H. (1983) - World-wide delivery of river sediment to the oceans - *Journ. of Geology*, 91 - pp. 1-21.

421. MINISTERE DE L'AMENAGEMENT DU TERRITOIRE ET DE L'ENVIRONNEMENT ; MINISTERE DE L'EQUIPEMENT, DES TRANSPORTS ET DU LOGEMENT (1997) - *Plans de prévention des risques naturels prévisibles (PPR) : guide général*. - Paris, Ed. La documentation Française - 79 p.
422. MIRANDA P.J., GONZALEZ-HUESCA A.E., KAAB A. (2005) - Glacier melting and lahar formation during January 22, 2001 eruption, Pococatépetl volcano (Mexico) - *Z. fur Geomorph.*, Vol. 140, Suppl. - pp 93-102.
423. MIZUTANI Y. and RAFTER T.A. (1969) - Oxygen isotopic composition of sulphates, 3. Oxygene isotopic fractionation in the bisulphate ion-water system - *N. Zealand J. Sci.*, 12 - pp. 54-59.
424. MOBECHÉ J.P. (1988) - Compte rendu d'exécution de mesures de débit en vue de l'installation de microcentrales hydroélectriques en Martinique - Fort de France, Rapport ORSTOM - 13 p. + Annexes.
425. MOMPÉLAT P. (1994) - *Unités cartographiques et évaluation de l'aléa mouvement de terrain en Guadeloupe* - Thèse, Univ. Paris VI - 330 p.
426. MONNIER M.M. et BOURGUIGNON D. (1831) – *Carte de la Martinique au 1/78890^{ième}*. Paris, Service Hydrographique de la Marine.
427. MONTAGNER J.P. (1997) - *Sismologie. La musique de la terre* - Paris, Ed. Hachette - 158p.
428. MORA S.C., BERMUDEZ M.C. (1994) - Puriscal, Costa Rica: une ville sur un glissement actif, approche de la vulnérabilité sociale et économique et de la perception du risque population - *Résumés du colloque international "Croissance urbaine et risques naturels principalement dans les pays en développement"*, Clermont-Ferrand, Univ. Blaise Pascal - pp. 74-75.
429. MOREAU J.P. (2002) - *Un flibustier français dans la mer des Antilles* - Paris, Ed. Payot et Rivages - 321 p.
430. MOREAU-DU-TEMPLE J. (1770) - Carte géométrique et topographique de l'Isle Martinique - in: BEGOT D., PELLETIER M., BOUSQUET-BRESSOLIER C. (1998), Paris, CTHS, 102 p. + cartes fac-similées.
431. MORELL M., DANARD P., DUGAS F. (1991) - *Etude du transport solide du Bras David* - Pointe-à-Pitre, Rapport IRD - 44 p. + annexes.
432. MORIN S., MOTTET G., ZOGNING A. (1985) - Deux études sur le volcanisme du mont Cameroun - *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, Vol. 62, n°2 - pp. 135-144.
433. MORINIAUX V. (2003) - *Question de géographie: les risques* - Nantes, Ed. du temps - 256 p.
434. MOSS A.J., GREEN P. (1983) - Movement of solids in air and water by rain drop impact. Effects of drop-size and water-depth variations - *Aust. J. Soil Res.*, n°21 - pp. 257-269.
435. MOTHESS P.A., HALL M.L., JANDA R.J. (1998) - The enormous Chillos Valley Lahars: an ash-flow-generated debris flow from Cotopaxi volcano, Ecuador - *Bull. Volcanol.*, 59 - pp. 233 - 244.
436. MOTTET G. (1985) - L'homme et le volcanisme - *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, Vol. 76, n°4 - pp 332-340.
437. MOURET C (1979a) - *Synthèse des connaissances sur les sources thermales de la Martinique* - Rapport BRGM, SGR Ant., n°79 ANT 8 - 28 p.
438. MOURET C (1979b) - *Contribution à l'étude hydrogéologique d'un bassin versant en milieu volcanique tropical, Rivière capot (Martinique)* - Thèse, Univ Montpellier II - 208 p. + annexes.

439. MUNOZ-SALINA E., MANEA V.C., PALACIOS D., CASTILLO-RODRIGUEZ M. (2007) - Estimation of lahar flow velocity on Popocatepelt volcano (Mexico) - *Geomorphology*, n°92 - pp. 91-99.
440. MURCIA H.F., HURTADO B.O., CORTES G.P., MACIAS J.L., CEPEDA H. (2008) - The 2500 yr B.P. Chicoral non-cohesive debris flow from Cerro Machin Volcano, Colombia - *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, n°171 - pp. 201-214.
441. MUSSET A. (1998) - *L'Amérique centrale et les Antilles : Une approche géographique* – Paris, Ed. Armand Colin, 2^e éd. - 182 p.
442. MUSY A., HIGY C. (2004) - *Hydrologie: une science de la nature* - Lausanne, Presse Polytechniques et Universitaires Romandes - 302 p.
443. NAEF F., SCHERRER S., WEILER M. (2002) - A process based assessment of the potential to reduce flood runoff by land use change - *Journal of hydrology*, vol. 267 - pp 74-79.
444. NAKAMURA F., SWANSON F.J. (1993) - Effects of coarse woody debris on morphology and sediment storage of a mountain stream system in western Oregon - *Earth Surface Processes and Landforms*, 18 - pp. 43-61.
445. NANSON G.C., CROKE J.C. (1992) - A genetic classification of floodplain - *Geomorphology*, 4 - pp. 459 - 486.
446. NEALL V.E. (2002) - Review of flank collapse at New Zealand stratovolcanoes - in: *Saint-Pierre, Mount Pelée 1902-2002 - International congress* - p. 71.
447. NEALL V.E., VALLACE R.C., TORRENCE R. (2008) - The volcanic environment for 40 000 years of human occupation on the Willaumez Isthmus, West New Britain, Papua New Guinea - *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, n°176 - pp. 330-343.
448. NEHLIG P., DARDON A., FREOUR G., HUGUET D., LEYRIT H. (2001) - Les dépôts d'avalanches de débris du Cantal (France): témoins de la construction du plus grand strato-volcan européen d'âge miocène - *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, n°2 - pp. 107-120.
449. NEMETH K. (2001) - Long-term erosion-rate calculation from the Waipiata Volcanic Field (New Zealand) based on erosion remnants of scoria cones, tuff rings and maars - *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, n°2 - pp. 137-152.
450. NEMETH K., CRONIN S.J. (2007) - Syn- and post-eruptive erosion, gully formation, and morphological evolution of a tephra ring in tropical climate erupted in 1913 in West Ambrym, Vanuatu - *Geomorphology*, 86 - pp. 115-130
451. NEWHALL C.G., PUNONGBAYAN R.S. (1996) - *Fire and mud: Eruptions and lahars of Mount Pinatubo* - London, Univ. Washington Press - 1126 p.
452. NOAA (1995) - *Preliminary report* - National Hurricane Center - www.nhc.noaa.gov/
453. NORINI G., GROPELLI G., CAPRA L., DE BENI E. (2004) - Morphological analysis of Nevado de Toluca volcano (Mexico): new insights into the structure and evolution of an andesitic to dacitic stratovolcano - *Geomorphology*, 62 - pp. 47-61.
454. NOSSIN J.J., JAVELOSA R.S. (1996) - Geomorphic risk zonation related to June 1991 of Mt Pinatubo, Luzon, Philippines - in: *SLAYMAKER O. (1996), Geomorphic hazards* - Chichester, Wiley - pp. 69-94.
455. NOVEMBER V. (2000) - *Les territoires du risque. Le risque comme objet de réflexion géographique* - Thèse, Univ. Genève - 340 p.

456. OGAWA Y., DAIMARU H. et Akira SHIMIZU A. (2007) - Experimental study of post-eruption overland flow and sediment load from slopes overlain by pyroclastic-flow deposits, Unzen volcano, Japan - *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3 - pp. 237 - 246.
457. OGUCHI T., SAITO K., KADOMURA H., GROSSMAN M. (2001) - Fluvial geomorphology and paleohydrology in Japan - *Geomorphology*, 39 - pp. 3-19.
458. ONGKOSONGO O., SUKARDI S., ILYAS M.A. (1992) - Sedimentation in rivers and associated water bodies in Indonesia with a special note on volcanic debris deposits - *International Journal of Sediment Research*, Vol. 7, n°1 - pp. 93-103.
459. OUILLOIN S. (1998) - Erosion et transport solide: ampleur et enjeux - *La Houille Blanche* n°2 - pp. 52-58.
460. OFFICE NATIONAL DES FORETS (1993) - *La forêt en Martinique, hier, aujourd'hui, demain* - Fort de France, ONF - 30 p.
461. PAGNEY P., NIEUWOLT S. dir. (1986) - *Etude de climatologie tropicale, recherches en géographie* - Paris, Ed. Masson - 206 p.
462. PAGNEY P. (1990) - Les cyclones tropicaux, un risque majeur - *Société languedocienne de géographie*, n°1-2.
463. PAGNEY F. (1994) - Villes de piémont à risques d'inondations en île tropicales: exemple des Antilles Françaises - *Résumés du colloque international "Croissance urbaine et risques naturels principalement dans les pays en développement"*, Clermont-Ferrand, Univ. Blaise Pascal - pp. 25-26.
464. PAGNEY F. (2006) - Les catastrophes naturelles: des entraves au développement dans le bassin caraïbe - *Terres d'Amérique*, n°5, Editions Karthala/ Géode Caraïbe (UAG), Fort de France - pp. 17-32.
465. PAGNEY F. (2007) - Les risques associés aux perturbation tropicales sur les littoraux des Petites Antilles - in, ETIENNE S., PARIS R., dir. - *Les littoraux volcaniques: une approche environnementale* - Clermont-Ferrand, P.U. Blaise Pascal - pp. 139-136.
466. PALMER B.A., PURVES A.M., DONOGHUE S.L. (1993) - Controls on accumulation of a volcanoclastic fan, Ruapehu composite volcano, New Zealand - *Bull. Volcanol.*, 55 - pp. 154-167.
467. PAOLA F. (1999) - Preface - *Zeit. fur Geomorph.*, suppl. 114 - 2 p.
468. PARDE M. (1951) - Sur le mécanisme des transports solides effectués par les rivières et sur les altérations corrélatives des lits fluviaux - *Revue de Géographie Alpine*, XLI - pp. 5-40, 289-315, 757-788.
469. PARDE M. (1968) - *Fleuves et rivières* - Paris, Ed. Armand Colin - 224 p.
470. PARIS R. (2002) - *Rythme de construction et de destruction des édifices volcaniques de point chaud: L'exemple des îles Canaries (Espagne)* - Thèse, Univ. Paris 1 - 371 p.
471. PARIS R. (2007) - Rythme de construction et de destruction des îles volcaniques: L'exemple des îles Canaries (Espagne) - in: *du continent au bassin versant*, GODARD A. (Hom.), Clermont-Ferrand, Presse Universitaire Blaise-Pascal - pp. 533-541.
472. PARIS R., CARRACEDO J.C. (2001) - Formation d'une caldeira d'érosion et instabilité récurrente d'une île de point chaud: la caldera de Taburiente, La Palma, Iles Canaries - *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, n°2 - pp. 93-106.
473. PARIS R., CARRACEDO J.C., TORRADO F.J.P. (2005) - Massive flank failures and tsunamis in the Canary Islands: past, present, future - *Zeit. fur Geomorph.*, Vol. 140 Suppl. - pp. 37-54.

474. PARIS R., GUILLOU H., CARRACEDO J.C., TORRADO F.J.P. (2005) - Volcanic and morphological evolution of La Gomera (Canary Islands), based on new K-Ar ages and magnetic stratigraphy: implications for oceanic island evolution - *Jour. Geological Soc.*, Vol. 162 - pp. 501-512.
475. PARROT J.F. (2007) - Tri-dimensional parameterisation: an automated treatment to study the evolution of volcanique cones - *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, n°3 - pp. 247-257.
476. PASTRE J.F. (1987) - *Les formations plio-quadernaires du bassin de l'Allier et le volcanisme régional* - Thèse, Univ. Paris VI - 706 p.
477. PASTRE J.F. (2001) - L'impact du volcanisme du Devès sur l'évolution morpho-sédimentaire plio-quadernaire de la haute vallée de l'Allier (Massif Central, France) - *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, n°2 - pp. 127-136.
478. PATON D., SMITH L., DALY M., JOHNSTON (2008) - Risk perception and volcanic hazard mitigation: individual and social perspectives - *Jour. Volcano Geotherm.Res.*, 172 - pp. 179-188.
479. PAUDEL P.P., OMURA H., KUBOTA T., INOUE T. (2007) - Spatio-temporal patterns of historical shallow landslides in a volcanic area, Mt. Aso, Japan - *Geomorphology*, 88 - pp. 21-33.
480. PAULIN Ch. (1981) - *Recherche d'eau souterraine, Quartier Démare, Basse-Pointe, compte rendu des travaux et interprétation des essais réalisés sur le forage MbF1* - Rapport BRGM, 81 ANT 008.
481. PAULIN Ch. et WESTERCAMP D. (1980) - *Recherche d'eau souterraine pour la commune d'Ajoupa-Bouillon* - Rapport BRGM, 80 ANT 002.
482. PECH P., REGNAULD H. (1996) - *Géographie physique* - Paris, PUF - 434 p.
483. PEDRONI A., HAMMERSCHMIDT K. and FRIEDRICHSEN H. (1999) - He, Ne, Ar, and C isotope systematics of geothermal emanations in the Lesser Antilles Islands Arc - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 63, N°3/4 - pp. 515-532.
484. PEIRY J.L. (1989) - Les sédiments dans les torrents du bassin de l'Arve: discontinuités fonctionnelles et impact de l'aménagement des bassins versants - *La Houille Blanche n°3-4 1989* - pp. 205-211.
485. PEIRY J.L. (1994) - L'incision des rivières dans les Alpes du nord: état de la question - *Revue de géographie de Lyon*, n°69, 1 - pp. 49-56.
486. PELLETIER J.D., DELONG S.B., CLINE M.L., HARRINGTON C.D., KEATING G.N. (2008) - Dispersion of channel-sediment contaminants in distributary fluvial systems: application to fluvial tephra and radionuclide redistribution following a potential volcanic eruption at Yucca Mountain - *Geomorphology*, 94 - pp. 226-246.
487. PELTRE P. (1994) - Tentative de modélisation des lahars induits à Quito (Equateur) par une éruption cendreuse du volcan Pichincha - *Résumés du colloque international "Croissance urbaine et risques naturels principalement dans les pays en développement"*, Clermont-Ferrand, Univ. Blaise Pascal - pp. 27-28.
488. PERAY J.A. (1840) - *Tremblement de terre de Fort de France* - Le chapelier pirate, Edition Seghus - pp. 311-328.
489. PERINET F. (1995a) - *Protection de Saint Pierre contre les crues de la Roxelane* - Fort de France M.I.S.E.E./ONF/RTM - 25 p.
490. PERINET F. (1995b) - *Protection de Grand-Rivière contre les crues de la Grande Rivière* - Fort de France M.I.S.E.E./ONF/RTM - 15 p.

491. PERINET F. (1995c) - *Protection contre les risques torrentiels en Martinique* - Fort de France M.I.S.E.E./ONF/RTM - 72 p.
492. PERRET F.A. (1937) – *The eruption of Mount Pelée 1929 –1932*. Carnegie Institution of Washington – 125 p.
493. PERRIN C., BOUVIER C., JANEAU J.L., MENEZ G., CRUZ F. (2001) - Rainfall/runoff processes in a small peri-urban catchment in the Andes mountains. The Rumihurcu Quebrada, Quito (Ecuador) - *Hydrological Processes*, vol. 15 - pp. 843-854.
494. PETERSON D.W., MOORE R.B. (1987) - Geologic history and evolution of geologic concepts, island of Hawaii - *U.S. Geological Survey Professional Papers*, 1350 - pp.149-189.
495. PETERSON D.W., TILLING R.I. (1988) - Volcanic hazards and public response - *Journal of Geophysical Research*, 93, pp. 4161-4170.
496. PETIT M. (1976) - Géomorphologie de la Martinique - in *LASSERRE G. dir., Atlas des départements français d'Outre Mer, Tome 2, la Martinique* - Paris, CNRS/IGN - pp. 18-20.
497. PETIT M. (1990) - *Géographie physique tropicale* - Paris, Ed. Karthala/ACCT - 351 p.
498. PEULVAST J.P., VANNEY J.R. (2001) - *Géomorphologie structurale, Tome 1, Relief et structure* - Orléans, Ed. BRGM/GBSP - 505 p.
499. PEULVAST J.P., VANNEY J.R. (2002) - *Géomorphologie structurale, Tome 2, Relief et géodynamiques* - GB Science Publisher - 524 p.
500. PICHAVANT M., MARTEL C., BOURDIER J.L. et SCAILLET B. (2002) - Physical conditions, structure, and dynamics of a zoned magma chamber : Mount Pelée (Martinique, Lesser Antilles Arc) - *J. Geophys Res*, 107(B5).
501. PIEGEAY H. et al. (1996) - Comment délimiter l'espace de liberté des rivières ? - *SHF*, 24^{èmes} Journées de l'Hydraulique - pp.
501. PIERSON T.C. et SCOTT K.M. (1985) - Downstream dilution of a lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow - *Water Resources research*, Vol. 21, n° 10 - pp. 1511-1524
502. PIERSON T.C. (1992) – Rainfall-triggered lahars at Mt. Pinatubo, Philippines - *Landslide News* n°6 - pp. 6-9.
503. PIERSON T.C., JANDA R.J., THOURET J.C., BORRERO C.A. (1990) - Perturbation and melting of snow and ice by the 13 november 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia and consequent mobilization, flow and deposition of lahars - *Journ. Volcanol. Geotherm. Res.*, 41 (1 - 4) - pp. 17-66.
504. PIERSON T.C., DAAG A.S., DELOS REYES P.J., REGALADO T.M., SOLIDUM R.U., TUBIANOSA B.S. (1996). Flow and deposition of post-eruption hot lahars on the east side of Mount Pinatubo, july - october 1991- in: *Newhall, C.G. and Punongbayan, R.S., Fire and Mud, Eruptions and lahars of Mt. Pinatubo, Philippines, Quezon City/Seattle, PHIVOLCS/Univ. of Washington Press* - pp. 921-950.
505. PIERSON T.C. et SCOTT K.M. (1998) – *Surficial hydrologic hazards at volcanoes* - admin\trainman.1, vers. 4/98.
506. PIGEON P. (2002) - Réflexion sur les notions et les méthodes en géographie des risques dits naturels - *Annales de géographie* n°27-628, Paris, Ed. Armand Colin - pp. 452-470.
507. PIGEON P. (2005) - *Géographie critique des risques* - Paris, Ed. Economica - 217 p.
508. PINEL V., JAUPARD C. (2000) - The effect of edifice load on magma ascent beneath a volcano - *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 358 - pp. 1515-1532.

509. PINET P., SOURIAU M. (1988) - Continental erosion and large scale relief - *Tectonics*, 7 - pp. 563-582.
510. PLINE L.J. (79) - 2 lettres - Lib. VI, Litt. XVI et XX, trad. Personneau, Paris, Charpentier, 261, in *Lacroix A., Paris, Masson & Cie (1908)*.
511. POTHERA P., DORIDOT M., CHAHINE M. (1999) - *L'utilisation de la photo-interprétation dans l'établissement des plans de prévention des risques liés aux mouvements de terrain* - Paris, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Coll. Environnement - 128 p.
512. POUSSINEAU S. (2005) - *Dynamique des magmas andésitiques: approche expérimentale et pétrostructurale; application à la soufrière de Guadeloupe et à la Montagne Pelée*. Thèse, Univ. Orléans - 300 p.
513. PRUNET C. et VIDAL J.J. (2001) - Géographie appliquée à la cartographie des zones inondables. Une démarche méthodologique - in *BRUGNOT G. (dir.), Gestion spatiale des risques* - Paris, Hermès Science Publication - pp. 215-225.
514. QUANTIN P., BALESDENT J., BOULEAU A., DELAUNE M., FELLER C. (1991) - Premiers stades d'altération de ponces volcaniques en climat tropical humide (Montagne Pelée, Martinique) - *Geoderma*, 50 - pp. 125 - 148.
515. RAMEZ P. (1995) - *Erosion et transport solide en rivière. Tome 1, Guide pour la compréhension des phénomènes* - Cemagref Série Etudes. Gestion des milieux aquatiques n°8 - 130 p.
516. RAMEZ P., KELLAL M. (1994) - Production et transfert de sédiment à l'échelle du bassin versant - *C.R. Acad. Agric. Fr.*, 80, n°5 - pp. 15-23.
517. RANÇON J.P. (1994) - Evaluation et zonage des aléas volcaniques à la Soufrière de la Guadeloupe et à la Montagne Pelée - in *BOURDIER J.L., Le volcanisme* - Orléans, BRGM - pp. 291-310.
518. RCP 77 (1970) - *Légende pour la carte géomorphologique de la France au 1/50 000* - Paris, Ed. CNRS - 78 p.
519. REFFAY A. (1985) - Les socles volcaniques - *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, Vol. 62, n°2 - pp. 153-163.
520. RENSCHLER C.S. (2005) - Scales and uncertainties in using models and GIS for volcano hazard prediction - *Jour. Volc. Geoth. Res.*, 139 - pp. 73-87.
521. REVERT E. (1949) - *La Martinique* - Paris, Nouvelle Edition Latine - 560 p.
522. RIBIERE C. (1994) - Les torrents de boues volcaniques ou lahars et leur impact sur l'environnement - *L.A.V.E. N°52 et 53* - pp. 11-18, 9-14.
523. RICHARD D. (1997) - Dynamique du transport solide du torrent du Laval à Draix - in: *Les bassins versants expérimentaux de DRAIX, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne (Actes du colloque Draix, Digne, 22-24 octobre 1997)*, Antony, Cemagref Editions - pp. 187-198.
524. RICHARD D. (1997) - Les bassins versants expérimentaux de Draix (04): Etude de l'érosion et du transport solide torrentiels à partir de mesure in situ - *Montpellier, ORSTOM/IRD, Réseau Erosion, Bull. 17* - pp. 218-228.
525. RICKENMAN D. (1990) - *Bedload transport capacity of slurry flows at steep slopes* - Zürich, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, E.T.H., Mitteilungen 103 - 249 p.

526. RIJSDIJK A., BRUIJNZEEL L.A.S., SUTOTO C.K. (2007a) - Runoff and sediment yield from rural roads, trails and settlements in the upper Konto catchment, East Java, Indonesia - *Geomorphology*, 87 - pp. 28-37.
527. RIJSDIJK A., BRUIJNZEEL L.A.S., SUTOTO C.K. (2007b) - Sediment yield from gullies, riparian mass wasting and bank erosion in the upper Konto catchment, East Java, Indonesia - *Geomorphology*, 87 - pp. 38-58.
528. RIOU G. (1990) – *L'eau et les sols dans les géosystèmes tropicaux* - Paris, Ed. Masson -221p.
529. ROBIN C. (1994) - Les strato-volcans andésitiques - in *BOURDIER J.L., Le volcanisme, Orléans, BRGM* - pp. 211-221.
530. ROBOCK A. (2000) - Volcanic eruptions and climate - *Rev. Geophys.*, 38 - pp. 191-219.
531. ROCHE M.A., BOURGES J., CORTES J., MATTOS R. (1992) - Climatology and hydrology of the lake Titicaca basin - in: *Lake Titicaca a synthesis of limnological knowledge*, DEJOUX C. & HILTIS A. (ed.), *Kluwer Academic Publishers* - pp. 63 -88.
532. RODIER J. (1992) - *L'analyse de l'eau* - Paris, Ed. Dunod, 7e éd. - 880 p.
533. RODOLFO K.S., UMBAL J.V., ALONSO R.A., REMOTIGUE C.T., PALADIO-MELOSANTOS M.L., SALVADOR J.H.G., EVENGELISTA D., MILLER Y. (1996) – Two years of lahars on the Western flank of Mount Pinatubo: Initiation, flow processes, deposits, and attendant geomorphic and hydrologic changes - In: *Newhall, C.G. and Punongbayan, R.S., Fire and Mud, Eruptions and lahars of Mt. Pinatubo, Philippines, PHIVOLCS/Univ. of Washington Press* - pp. 989-1013.
534. RODOLFO K. S. (2000) - The hazard from lahars and Jökulhaups. - in Sigurdson H. (ed.), *San Diego Encyclopedia of Volcanoes*, Academy Press - pp. 973 - 995.
535. RODOLFO K. S., UMBAL J.S. (2008) - A prehistoric lahar-dammed lake and eruption of Mount Pinatubo described in a Philippine aborigine legend - *J. Volcan. Geo. Res.*, 176 - pp. 432-437.
536. ROMER M. (1936) - La dernière éruption de la Montagne Pelée - *Extrait du bulletin volcanologique VIII, n°27 30* - pp. 90-116.
537. ROOBOL M.J., SMITH A.L (1975) - A comparison of recent eruptions of Mt. Pelée, Martinique and Soufrière, St. Vincent - *Bulletin Volcanologique, Vol. 39, n°2* - pp. 214-240.
538. ROOSE E. et SMOLIKOWSKI B. (1997) – Comparaison de trois techniques de mesure de l'infiltration sur fortes pentes: monocylindre et 2 simulateurs de pluies. Application à un versant de la vallée de Godim au Cap Vert - *Réseau Erosion Bulletin 17. ORSTOM* - pp. 282-296.
539. ROSSI M.J. (1999) - Plan-curvature effect on the formation of tumuli on shield volcanoes : an example from Leitin lava flow field in Iceland - *Zeit. fur Geomorph., suppl.* 114 - pp. 1-10.
540. ROUGIER H., WACKERMANN G, MOTTET G. (2001) - *Géographie des montagnes* - Paris, Ed Ellipses - 224 p.
541. ROUSE N.C., READING A.J. (1987) - Landslides in strong, highly permeable tropical clay soils of Dominica, W.I. - in: GARDINER V. (ed.), *International geomorphology, Part 1*, Jon Wiley & Sons Ltd - pp. 431 - 464.
542. ROUX A.L (éd) (1982) - Cartographie polythématique appliquée à la gestion écologique des eaux. Etude d'un hydrosystème fluvial: le Haut-Rhône français - Lyon, Ed. CNRS, PIREN - 113 p.
543. ROVERA G. (1990) - *Géomorphologie dynamique et aménagement des versants en moyenne Tarentaise* - Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Grenoble 1- 378 p.

544. ROVERA G., ROBERT Y., COUBAT M., NEDJAÏ R. (1999) - Erosion et stade biorhexistatiques dans les ravines du Saignon (Alpes de Provence), essai de modélisation des vitesses d'érosion sur marnes - *Et. Géogr. Phys.*, n°28 - pp. 109-115.
545. ROUGIER H. (2004) - Dangers et risques naturels en montagne - in, *La géographie des risques dans le monde* - Paris, Ed. Ellipses - pp. 161-176.
546. RUXTON B.P., MACDOUGALL I. (1967) - Denudation rates in Northeast Papua from Potassium-Argon dating lavas - *American Journal of Science*, 265 - pp.545-561.
547. SABO DEPARTMENT (2001) - *Sabo in Japan: creating safe and rich green communities* - Japan Sabo Association - 35 p.
548. SACAREAU I. (2003) - *La montagne: une approche géographique* - Paris, Ed Belin - 288 p.
549. SAFFACHE P. (1994) - *La dynamique des cours d'eau: impacts morphologiques et incidences sur l'homme à la Martinique* - Rap. Maitr. , Univ. Antilles Guyane - 334 p.
550. SAFFACHE P. (1995) - *Les embouchures des cours d'eau à la Martinique: milieux, dynamiques et enjeux humains* - DEA , Univ. Antilles Guyane - 234 p. + annexes.
551. SAFFACHE P. (1998 a) - *Historique des crues, des inondation et des aménagements de la rivière du Prêcheur* - Rapport Préfecture de la Martinique pour le P.P.R./Univ. Antilles Guyane, Géode Caraïbe - 40 p.
552. SAFFACHE P. (1998 b) - *Le littoral Martiniquais: milieux, dynamiques et gestion des risques* - Thèse, Univ. Antilles Guyane - 368 p. + annexes.
553. SAFFACHE P., MARC J.V., COSPAR O. (2002) - *Les cyclones en Martinique: quatre siècles de cataclysmes* - Matoury, Ibis Rouge Editions - 140 p.
554. SANDUC (1869) - Etude sur les eaux thermales de la Martinique - *Univ. méd. Gironde, Archive de médecine navale, tome X1* - pp. 47-60 et pp. 123-137.
555. SANJUAN B., GENTER A., BALTASSAT J.M., SERRA H., ROIG J.Y., BRACH M. (2003 a) - *Synthèse des connaissances sur le potentiel géothermique des régions Morne Rouge, Montagne Pelée et Diamant: Rapport d'avancement* - BRGM/RP-52283-FR - 111 p. + annexes.
556. SANJUAN B., BRACH M., FOUCHER J.C. (2003 b) - *Réévaluation du potentiel géothermique dans les régions de Morne Rouge - Montagne Pelée et du Diamant (Martinique): étude géochimique* - BRGM/RP-52547-FR - 80 p + annexes.
557. SASTRE C., FIARD J.P. (1985) - Evolution de la flore terrestre de la Montagne Pelée, après les éruptions du XX siècle - *C.R. Soc. Biogeogr.*, Vol. 62, n°1 - pp. 19-42.
558. SAUCEDO R., MACIAS J.L., SAROCCHI D., BURSİK M., RUPP B. (2008) - The rain-triggered Atenquique volcanoclastic debris flow of October 16, 1955 at Nevado de Colima Volcano, Mexico - *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, n° 173 - pp. 69-83.
559. SCARWELL H.J. et LAGANIER R. (2004) - *Risque d'inondation et aménagement durable des territoires* - Lille, Presses Universitaires du Septentrion - 239 p.
560. SCHEIBLING J. (2005) - *Qu'est-ce que la géographie* - Paris, Ed. Hachette - 200 p.
561. SCHMIDT K.H., ERGENZINGER P. (1992) - Bedload entrainment, travel lengths, step lengths, rest period - Studied with passive (iron, magnetic) and active (radio) tracer techniques - *Earth surface processes and landforms*, vol. 17- pp. 147-165.

562. SCHNEIDER J.L. et al. (1997) - Du volcan au sédiment: la dynamique du talus volcanoclastique sous-marin de Gran canaria, Canaries (Atlantique oriental, leg ODP 157) - *C.R. Acad. Sci. Paris, t. 324, série IIa* - pp. 891-898.
563. SCHNEIDER J.L. (2008) - Les risques volcaniques - in, DEWOLF Y., BOURRIE G., *coord. (2008) - Les formations superficielles: genèse, typologie, classification, paysage et environnement, ressources et risques* - Paris, Ed. Ellipses - pp. 755-762.
564. SCHUMM S.A. (1956) - Evolution of drainage systems and slopes in Badlands at Perth Amboy, New Jersey - *Geol. Soc. Amer. Bull*, 67 - pp. 597 - 648.
565. SCHUMM S.A. (1981) - Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. In *Ethridge F.G. and Flores R.M., Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration. Soc. of Economic Paleontologist and Mineralogist, Sp Pub, n° 31* - pp. 19-29.
566. SCHUMM S.A. (1988) - Geomorphic hazards, problems of prediction - *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, supplementband 67* - pp. 17-24.
567. SCHUMM S.A. (2005) - *River variability and complexity* - Cambridge University Press - 220 p.
568. SCHUMM S.A. & HADLEY R.F. (1957) - Arroyos and the semiarid cycle of erosion - *Amer. Jour. Sciences*, 225 - pp. 161 - 174.
569. SCHUMM S.A. & HADLEY R.F. (1961) - *Progress in the application of landform analysis in studies of semiarid erosion* - U.S. Geol. Survey Circular, 437 - 14 p.
570. SCOTT K.M. (1988) - *Origins, behavior, and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River System* - U.S. Geological Survey Professional Paper 1447-A., Washington, United states government Printing Office - 75 p.
571. SEDAN O. (1998) - Laves torrentielles du Prêcheur de Janvier 1997 et 1998, Martinique. Suivi et définition des moyens de réduction du risque - *Rapport BRGM R 40 106* - 15 p.
572. SEIDL M.A., DIETRICH W.E., KIRCHNER J.W. (1994) - Longitudinal profile development into bedrock: an analysis of Hawaiian channels - *Jour. of Geology*, 102 - pp. 457-474.
573. SELBY M.J. (1993) - *Hillslope materials and processes* - Oxford Univ. Press - 451 p.
574. SETA M.D., DEL MONTE M., FREDI P., PALMIERI E.L., SBARRA P. (2005) - Fractal analysis and morphological evolution of volcanic relief: some examples from Italy - *Zeit. fur Geomorph., n°140 Supp.* - pp. 1-18.
575. S.I.G.972 (2009) - Système d'information géographique 972: base de données, serveur cartographique - Fort-de-France, Préfecture - www.sig972.org
576. SIGURDSSON H., (1972) - Partly welded pyroclast flow deposit in Dominica, Lesser Antilles - *Bull. Volcanol.*, 36 - pp. 148 - 163.
577. SIGURDSSON H., HOUGHTON B., McNUTT S.R., RYMER H., STIX J. (ed.) (2000) - *Encyclopedia of Volcanoes* - San Diego, Academic Press - 1417 p.
578. SIMKIN T., SIEBERT L. (1994) - *Volcanoes of the world : a regional directory, gazetteer and chronology of volcanism during the last 10 000 years* - Smithsonian Institution, Geopress, inc. (2e éd.) - 349 p.
579. SINHA S.K., PARKER G. (1996) - Causes of concavity in longitudinal profiles of rivers - *Water resource research, Vol. 32, n°5* - pp. 1417-1428.

580. SIVASOUBRAMANIANE I. (1997) - Evolution du paysage de la Montagne Pelée après 1902 - Mém. Maitrise, Univ Paris IV, Sorbonne - 112 p.
581. SLATTERY M., BRYAN R.B. (1992) - Hydraulic condition for rill incision under simulated rainfall: a laboratory experiment - *Earth surface processes and landforms*, n°17 - pp 127 - 146.
582. SMART G.M., JAEGGI M. (1983) - *Sediment Transport on steep slopes* - Zurich, Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH. n°64 - 191 p.
583. SMITH A.L. et ROOBOL M.J. (1990) - *Mt. Pelée, Martinique, A study of an active island-arc volcano* - Mem. Geol. Soc. Am., 175 - 105 p.
584. SMITH G.A. et FRITZ W.J. (1989) – Penrose conference report: volcanic influences on terrestrial sedimentation - *Geology*, 17 - pp. 369-376.
585. SOEST Van M.C., HILTON D.R. and KREULEN R. (1998) - Tracing crustal and slab contributions to arc magmatism in the Lesser Antilles island arc using helium and carbon relationships in geothermal fluids - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 62, N°19/20 - pp. 3323-3335.
586. SOGREAH Ingénierie (1998) – *Aménagement de la Rivière du Prêcheur et de diverses ravines de la Montagne Pelée*. DDE Martinique – 21 p. + fiches.
587. SOLLSTEINER P., LACHASSAGNE P., PAULIN Ch., NEEL F. (2000) - *Bilan des connaissances hydrogéologiques de la Martinique* - Rapport BRGM RP-50 071-FR - 137 p. + annexes.
588. SOUQUET P. (1989) - *Structure et dynamique de la lithosphère, tectonique des plaques et tectonique globale*. 2 Vol. - Toulouse, CRDP - 284 p.
589. STEARNS H.T. (1946) - Geology of the Hawaiian Islands - *Hawaii Division of Hydrograph Bulletin*, 8 - 105 p.
590. STIELJES L. (1994) - Atlas des risques majeurs à la Réunion - *Résumés du colloque international "Croissance urbaine et risques naturels principalement dans les pays en développement"*, Clermont-Ferrand, Univ. Blaise Pascal - pp. 118-119.
591. STIELJES L. (1996) - *Vulnérabilité aux phénomènes volcaniques. Méthodologie et évaluation. Application à la Martinique. Approche préliminaire* - Rapport BRGM. R 39117 - 2 Vol. - 52 p.
592. STIELTJES L. et al. (2001) - *Evaluation et prévention du risque volcanique à la Martinique* - XI^{ème} CPER Martinique, Rapport BRGM. R 40492 - 512 p + annexes.
593. STIELTJES L. et WESTERCAMP D. (1978) - *Première ébauche de zonation des risques volcaniques à la Montagne Pelée (Martinique)* - Rapport BRGM. 78 ANT 08 - 33p.
594. STINTON A.J., SHERIDAN M.F. (2008) - Implications of long-term changes in valley geomorphology on the behaviour of small-volume pyroclastic flows - *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, n°176 - pp. 134-140.
595. STRAHLER A.N. (1952) - Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography - *Bull. Geol. Soc. Ame.*, 63 - pp. 1117-1142.
596. STRAHLER A.N. (1957) - Quantitative analysis of watershed geomorphology - *American Geophysical Union Transaction*, 38 (6) - pp. 913-920.
597. SUMMERFIELD M.A. (1991) - Rates of uplift and denudation - in: *Summerfield M.A. ed, Global Geomorphology*, Singapore, Longman Scientific Publications - pp. 371-402.
598. SUNDBORG A., (1986) - *Problèmes d'érosion, transport solide et sédimentation dans les bassins versants* - Études et rapports d'hydrologie, 35, UNESCO - 160 p.

599. SURELL A. (1841) - *Etude sur les torrents des Hautes-Alpes* - Paris, Imp. de Fain et Thunot - 284 p. + 6 planches.
600. SUWA H., YAMAKOSHI T. (1999) - Sediment discharge by strom runoff at volcanic torrents affected by eruption - *Zeit. fur Geomorph.*, n°114 Supp. - pp. 63-88.
601. TAMRU B. (2002) - L'émergence du risque inondation à Addis-Abeba - *Annales de géographie n°627-628, Paris, Ed. Armand Colin* - pp. 614-636.
602. TANGUY J.C. (1999) - *Les volcans* - Paris, Ed. Jean-Paul Gisserot - 126 p.
603. TARDY Y. (1993) - *Pétrologie des latérites et des sols tropicaux* - Paris, Ed. Masson - 459 p.
604. TAZIEFF H. (1990) - *Volcans* - Paris, Ed. Larousse, Bordas - 288 p.
605. TAZIEFF H., DERRUAU M. (1990) - *Le volcanisme et sa prévention* - Paris, Ed. Masson - 256 p.
606. THIEMMONGE G. (1979) - *Guide pratique pour l'expédition et l'aventure* - Paris, Ed. Copernic.
607. THOURET J.C. (1983) - *Géodynamique des grands versants de l'Ankhu Kola, Népal central* - Paris, Ed. CNRS - 281 p.
608. THOURET J.C. (1986) - Nevado des Ruiz, phénoménologie et conséquences de l'éruption du 13 novembre 1985 - *Géochronique*, n° 19 - pp. 15-17.
609. THOURET J.C. (1990) - Effect of the november 13, 1985 eruption on the snow pack and ice pack of Nevado des Ruiz, Colombia - *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, n° 41 - pp. 117-201.
610. THOURET J.C. (1992) - Des paléovolcans aux strato-volcans actifs - in LAGEAT Y., THOURET J.C., *Rythmes morphogéniques en domaine volcanisé, Clermont-Ferrand, CERAMAC* - pp. 163-168.
611. THOURET J.C. (1994) - Méthode de zonage des menaces et des risques volcaniques - in BOURDIER J.L., *Le volcanisme* - Orléans, BRGM - pp. 267-283.
612. THOURET J.C. (1996) – Géographie physique appliquée, risques naturels. – in : *Derruau M. (ed.), Composantes et concepts de la géographie physique* - Paris, Ed. Armand Colin - pp. 167-180.
613. THOURET J.C. (1999) - Volcanic geomorphology, an overview - *Earth Science Reviews*, 47 - pp. 95-131.
614. THOURET J.C. (2001) - Formes de relief, processus et risques volcaniques - *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, n°2 et 3 - pp. 75-78 et 155-158.
615. THOURET J.C. (2002) - Aléas et risques volcaniques: mieux comprendre pour prévoir et mieux gérer pour durer - *Annale de géographie n°627-628, Paris, Ed. Armand Colin* - pp. 503-523.
616. THOURET J.C. (2003) – Evaluation, prévention et gestion des risques naturels dans les villes d'Amérique latine – In : Y. Veyret (dir.), *Les risques*, Paris, Ed. Sedes - pp. 63 - 87.
617. THOURET J.C. (2005) – The stratigraphy, depositional processes, and environment of the late Pleistocene Polallie-period deposits at Mount Hood Volcano, oregon, USA – *Geomorphology*, 70 - pp. 12 - 32.
618. THOURET J.C., FABRE D. (1984) – Processus morphodynamiques, mouvements de terrain et caractéristiques physique et mécanique des sols d'origine volcanique sur les versants de la Cordillère centrale des Andes de Colombie– In : FLAGEOLLET J.C. (dir.), *Mouvement de terrain*, Orléans, doc du BRGM n°83 - pp. 577 - 588.

619. THOURET J.C., D'ERCOLE R. (1996) – Vulnérabilité aux risques naturels en milieu urbain : effets, facteurs et réponses sociales – *Cahiers des Sciences humaines*, Vol. 32, n°2, pp. 407-422.
620. THOURET J.C., SUNI J., EISSEN J.P., NAVARRO P. (1999) - Assessment of volcanic hazards in the area of Arequipa City, based on the eruptive history of the Misti Volcano, Southern Peru - *Zeit. fur Geomorph.*, suppl. 114 - pp. 89-112.
621. THOURET J.C., LEONE F. (2003) – Aléas, vulnérabilités et gestion des risques naturels – In : MORINAUX V. (dir.), *Questions de Géographie. Les Risques*, Nantes, Ed. du Temps - pp. 37-70.
622. THOURET J.C., CHESTER D., DUNCAN A., OLLIER C. (2007) - Formes de relief volcaniques, processus et risques - *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3 - pp 211 - 215.
623. THOURET J.C., LAVIGNE F., HIROSHI S., BAMBANG S., SURONO (2007) - Volcanic hazards at Mount Semeru, East Java (Indonesia), with emphasis on lahars - *Bull Volcanol*, 70 -pp. 221-244.
624. TIBALDI A. (2002) - The "suction force" of collapsed volcanoes: insights from Stromboli and Etna, Italy - in: *Saint-Pierre, Mount Pelée 1902-2002 - International congress* - p. 72.
625. TILLING R.I. (2005) - Volcanic hazards - in *Marti J. and Ernst G. (ed.), Volcanoes and the environment*, Cambridge, Cambridge University Press - pp. 55 - 89.
626. TIAHJONO B. (1998) - *Etude géomorphologique du volcan Sunda-Tangkuban, Parahu et l'évaluation des aléas volcaniques* - Thèse, Univ. Clermont-Ferrand - 271 p.
627. TRAINÉAU H. (1982) - *Contribution à l'étude géologique de la Montagne Pelée, Martinique. Evolution de l'activité éruptive au cours de la période récente* - Thèse, Univ. Paris sud - 209 p.
628. TRAINÉAU H., WESTERCAMP D. (1985) – *les éruptions ponceuses récentes de la Montagne Pelée (Martinique): description des dépôts, dynamismes éruptifs* - Orléans, Rapport du BRGM, 85, SNG 471, IRG - 68 p.
629. TRAINÉAU H., WESTERCAMP D., BENDERITTER Y. (1989) - Case study of a volcanic geothermal system, Mount Pelée, Martinique - *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 38, n° 1-2 - *Special issue Mount Pelée* - pp. 49 - 66.
630. TRAINÉAU H., RANCON J.P. (1991) – *Evaluation et zonage de l'aléas volcanique à la Montagne Pelée, Martinique (échelle 1/25000)* - Orléans, Rapport BRGM, R 32173 ANT 4S - 91p.
631. TRICART J. (1953) - Climat et géomorphologie - *Cahier inf. géogr.*, 2 - pp. 39-51.
632. TRICART J. (1962) - *L'épiderme de la terre, esquisse d'une géomorphologie appliquée* - Paris, Ed. Masson - 167 p.
633. TRICART J. (1974) - Phénomènes démesurés et régimes permanents dans les bassins montagnards (Queyras et Ubaye, Alpes françaises) - *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 3 - pp. 99 - 114.
634. TRICART J. (1978) - *Géomorphologie applicable* - Paris, Ed. Masson - 204 p.
635. TRICART J. (1968, 1977, 1981) - *Précis de géomorphologie*, 3 tomes: *Géomorphologie structurale* (1968, 322 p.), *Géomorphologie dynamique générale* (1977, 346 p.), *Géomorphologie climatique* (1981, 313 p.) - Paris, Ed. SEDES.
636. TRICART J., CAILLEUX. A. (1965) - *Le modelé des régions chaudes, forêts et savanes* - Paris, Ed. SEDES - 322 p.
637. TRICART J., KILIAN J. (1979) - *L'écogéographie et l'aménagement des milieux naturels* - Paris, Librairie. F. Maspero - 326 p.

638. TURC D. (1998) - *Géodynamique et bio-rhexistasie des versants schisteux des Alpes internes: L'exemple de l'adret de Mizoën (vallée de la Romanche, Isère)* - Mém. Maîtrise, U.J.F. Grenoble 1 - 145 p.
639. UI T., YAMAMOTO H., SUZUKI-KAMATA K. (1986) - Characterization of debris avalanche deposits in Japan - *J. Volc. Geotherm Res.*, 29 - pp. 231 - 243.
640. URBA97 (1999) - Etude du patrimoine naturel et culturel du Pays d'Accueil Touristique du plein nord de la Martinique - Ajoupa-Bouillon, P.A.T. - 98 p.
641. URSULET L. (1997) - *Le désastre de 1902 à la Martinique. L'éruption de la Montagne Pelée et ses conséquences* - Paris, Ed. L'Harmattan - 469 p.
642. URSULET L. (2004) - *Saint-Pierre: mythes et réalités de la cité créoles disparue* - Matoury, Ibis Rouge Editions - 226 p.
643. VALADAS B. (2004) - *Géomorphologie dynamique* - Paris, Ed Armand Colin - 192 p.
644. VALLANCE J.W., SCOTT K.M. (1997) - The Osceola mudflow from Mount Rainier: sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow - *Geol. Soc. Amer. Bul.*, 109 (2) - pp. 143 -163.
645. VALLANCE J.W. (2000) - Lahars - in: *SIGURDSSON H. et al. (éd.) - Encyclopedia of Volcanoes - San Diego, Academic Press* - pp. 601 - 616.
646. VENTO O. (2008) - *Atlas des zones inondables des cours d'eau de Basse-Terre par des techniques d'analyse hydrogéomorphologique* - Pointe-à-Pitre, Rapport DIREN/EGIS EAU (ex BCEOM) - 126 p + cartes.
647. VERSTAPPEN H. Th., (1963) - geomorphological observations on Indonesian volcanoes *Tijdschr - Kon. Neder. Aar. Gen.*, 80 - pp. 237-251.
648. VERSTAPPEN H.T. (1992) - Volcanic geomorphology and natural disaster reduction, the volcanoes of indonesia: some examples - in *LAGEAT Y., THOURET J.C., Rythmes morphogéniques en domaine volcanisé, Clermont-Ferrand, CERAMAC* - pp. 203-212.
649. VEYRET Y. (Coor.) (1998) - *L'érosion entre nature et société* - Paris, Ed. SEDES - 344 p.
650. VEYRET Y. (Dir.) (2003) - *Les risques* - Paris, Ed. SEDES /UEF - 255 p.
651. VEYRET Y. (2004) - *Géographie des risques naturels en France, de l'aléas à la gestion* - Paris, Ed. Hatier - 251 p.
652. VIDAL DE LA BLACHE P. (1903) - *Tableau de la géographie de la France* - Paris, Ed. Hachette.
653. VIGNEAU J.P. (1996) - *L'eau atmosphérique et continentale* - Paris, Ed. SEDES - 192 p.
654. VIGNEAU J.P. (2005) - *Climatologie* - Paris, Ed. Armand Colin - 200 p.
655. VINE P., PUECH C., GRESILLON J.M. (1999) - Apport de la télédétection à l'étude de l'impact hydrologique de la reprise végétale après un incendie de forêt. Application au bassin versant méditerranéen du Réal Collobrier (Var, France) - in: *Les bassins versants expérimentaux de DRAIX, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne (Actes du colloque Draix, Digne, 22-24 octobre 1997), Antony, Cemagref Editions* - pp. 89-101.
656. VINET F. (2003) - *Crues et inondations dans la France méditerranéenne. Les crues torrentielles des 12 et 13 novembre 1999 (Aude, Tarn, Pyrénées-Orientales, Hérault)* - Nantes, Ed. du Temps - 224 p.

657. VINET F. (2004) - Diagnostic et enjeux de la gestion du risque inondation en France Méditerranéenne - *La Houille Blanche*, n°6 - pp. 76-82.
658. VINET F. et MESCHINET de RICHEMOND N. (2005) - Territoires et acteur du risque d'inondation torrentielle en France méditerranéenne - *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, Vol. 82, n°1-pp. 116 - 126.
659. VINCENT P.M. (1994) - Histoire géologique récente, dynamismes éruptifs et risques volcaniques à la soufrière de Guadeloupe et à la Montagne Pelée - in *BOURDIER J.L., Le volcanisme* - Orléans, BRGM - pp. 284 - 291.
660. VINCENT P.M., BOURDIER J.L., BOUDON G. (1989) - The primitive volcano of Mount Pelée : its construction and partial destruction by flank collapse. *Journal of Volcanology and Géothermal Research*, 38, n°1-2 - Special issue Mount Pelée - pp. 1-15.
661. VIODE J.P. (1991) - Saint-Pierre 1635-1902. Présentation du volcan - *Les cahiers du patrimoine n°11-12 – Fort de France, Bur. Pat. Cons. Rég. Martinique* - pp. 91 - 95.
662. VITTECOQ B. (2007) - *Elaboration d'un système d'information sur les eaux souterraines de la Martinique: identification et caractérisations quantitatives* - Fort-de-france, note de synthèse, BRGM, Région Martinique - 31 p. + annexes.
663. VIVIAN H. (1992) - *Les instabilités d'un bassin versant montagnard anthropisé: le torrent de l'Eglise, Savoie* - Orléans, Doc. du BRGM n°233 - 192 p.
664. VOIGHT B. (1990) - The 1985 Nevado del Ruiz volcano catastrophe: Anatomy and retrospection - *Journal of Volcanology and Géothermal Research*, 44 - pp 349-386.
665. WADGE G. (1986) - The dykes and structural setting of the volcanic front in the Lesser Antilles island arc - *Bull Volcanol*, vol. 48 - pp. 349-372.
666. WADGE G. et SHEPHERD J.B. (1984) - Segmentation of the Lesser Antilles subduction zone - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 71 - pp. 297-304.
667. WADGE G. et ISAAC M.C. (1988) - Mapping the volcanic hazard from Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies using an image processor - *Jour. Geological Soc. London*, Vol 145, pp. 541-551.
668. WALLENSTEIN N., DELGADA P., CHESTER D.K., DUCAN M. (2005) - Methodological implications of volcanic hazard evaluation and risk assesment: Fogo Volcano, Sao Miguel, Azores - *Zeit. fur Geomorph.*, n°140 Suppl. - pp. 129-149.
669. WALLENSTEIN N., DUNCAN A., CHESTER D., MARQUES R. (2007) - Fogo volcano (Sao Miguel, Azores): a hazardous edifice - *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, n°3 - pp. 259-270.
670. WEINGARTNER R., BARBEN M., SPREAFICO M. (2003) - Floods in mountain areas - an overview based on examples from Switzerland - *Journal of hydrology*, vol. 282 - pp. 10-24.
671. WESTERN Van C.J., DAAG A.S. (2005) - Analysing the relation between rainfall characteristics and lahar activity at Mount Pinatubo, Philippines - *Earth Surf. Process. and Landforms*, 30 - pp. 1663-1674.
672. WESTERCAMP D. (1977) - Levés géologiques, évaluation et zonation des risques volcaniques à la Soufrière de Guadeloupe - *Rapport BRGM 77 ANT 29* - 32 P. + annexes.
673. WESTERCAMP D. (1985) - La prévision générale des risques volcaniques. Méthodologie. Application à la Montagne Pelée, Martinique - *Institut mixte de recherches géothermiques, Service Géologique National. Rapport du BRGM n°85 SGN 421 IRG* - 60 p.

674. WESTERCAMP D. (1987) - L'éruption de la Montagne Pelée - *La Recherche*, n° 190 - pp. 914-923.
675. WESTERCAMP D. et al. (1987) - *Etat des connaissances sur les eaux souterraines de la Martinique au 1^{er} Janvier 1987* - Rapport BRGM, 87 ANT 134.
676. WESTERCAMP D., TAZIEFF H. (1980) - *Guides Géologiques Régionaux : Martinique, Guadeloupe, Saint-Martin, la Désirade* - Paris, Masson - 135 p.
677. WESTERCAMP D., TRAINÉAU H. (1983) - *Carte géologique de la Montagne Pelée (1/20000)*, Orléans, BRGM, Notice explicative – 12 p.
678. WESTERCAMP D. et TRAINÉAU H. (1987) - Schéma hydrogéologique et géothermique d'un stratovolcan d'arc insulaire: Exemple de la Montagne Pelée, Martinique - *Bull Soc. Géol. France*, (8), t III, n°6 - pp. 1063-1073.
679. WESTERCAMP D., PELLETIER B., THIBAUT P.M., TRAINÉAU H. (1990) - *Carte géol. France (1/50000), feuille Martinique*. Orléans BRGM. Notice explicative. WESTERCAMP D., ANDREIEFF P., BOUYASSE P., COTTEZ S., BATTISTINI R. -1989- 246 p.
680. WHITING P.J., MOOG D.B. (2001) - The geometric, sedimentologic and hydrologic attributes of spring-dominated channels in volcanic areas - *Geomorphology*, 39 - pp. 131-149.
681. WICKMAN F.E. (1966) - Repose period pattern of volcanoes as random phenomena. Parts 1-4; Ark. Mineral. Geol. 4: pp 291-335; Part 5: Ark Mineral. Geol 4: pp 351-367.
682. WRIGHT J.V., SMITH A.L., SELF S. (1980) - A working terminology of pyroclastic deposits - *Journ. Volcanol. Geotherm. Res.*, n°8 - pp. 315-336.
683. YAMAKOSHI T., DOI, Y., OSANAI N. (2005) - Post-eruption hydrology and sediment discharge at the Miyakejima volcano, Japan - *Zeit. für Geomorpho.*, Vol. 140, *Suppl.* - pp. 55-72.
684. YOSHIDA H., SUGAI T. (2007a) - Magnitude of the sediment transport event due to the Late Pleistocene sector collapse of Asama volcano, central Japan - *Geomorphology* - pp. 61- 72.
685. YOSHIDA H., SUGAI T. (2007b) - Topographical control of large-scale sediment transport by a river valley during the 24 ka sector collapse of Asama volcano, Japan - *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3 - pp. 217 - 224.
686. ZLOTNIKI J., BOUDON G., VIODE J.P., DELARUE J.F., MILLE A., BRUERE F. (1998) - hydrothermal circulation beneath Mount Pelée inferred by self potential surveying. Structural and tectonic implications - *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, n° 84 - pp. 73-91.

Table des matières

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:</u> La naissance de l'hydro-géomorphologie volcanique	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:</u> L'hydro-géomorphologie volcanique est aussi et avant tout une question d'échelle	49

Chapitre 2. Le massif de la Montagne Pelée ausculté mais son réseau hydrographique peu connu

<u>Introduction:</u> La Montagne Pelée, un patrimoine scientifique mondial	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 volcano- tectonique 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 morphogènes	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:</u> Une réponse proportionnelle à la menace à renouveler constamment	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 MULTISCAIRES

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
Conclusion: 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

Introduction: 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
Conclusion: 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

Introduction: Les phases pré-éruptives: " <i>Le réveil du volcan</i> "	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
Conclusion: 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

<u>Conclusion générale:</u> 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 modèle 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

Liste des appendices du volume 2

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

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.