

50377
1994
213

50377-1994-213

50377
1994
213

UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES

DE LILLE-FLANDRES-ARTOIS

UFR DE GEOGRAPHIE

LABORATOIRE DE GEOMORPHOLOGIE

ET D'ETUDE DU QUATERNAIRE

ORSTOM

INSTITUT FRANCAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE

POUR LE DEVELOPPEMENT EN COOPERATION

DEPARTEMENT DES EAUX CONTINENTALES



**CONTRIBUTION A L'ETUDE DES PROCESSUS D'EROSION
ET DES RISQUES NATURELS
DANS LES ILES DU SUD-OUEST PACIFIQUE
(NOUVELLE-CALEDONIE ET ILES SALOMON)**

Richard LAGANIER

Thèse présentée en vue de l'obtention
du grade de Docteur de l'Université

Spécialité : GEOGRAPHIE

Jury : **J. SOMME**, Professeur à l'Université de Lille I
R. LHENAFF, Professeur à l'Université de Chambéry
L. DAVY, Professeur à l'Université de Montpellier III
F. VERGER, Professeur à l'Ecole Normale Supérieure de Paris
C. KERGOMARD, Maître de Conférences à l'Université de Lille I
J.F. NOUVELOT, Directeur de Recherche à l'ORSTOM

Président
Directeur
Rapporteurs
Examineurs

Juin 1994



D 030 060371 3

AVANT PROPOS

*"C'est toujours par l'intérieur qu'il faut aller aux choses,
toujours, toujours en partant de la passion"*
S. ZWEIG, La confusion des sentiments (1927)

L'aménagement d'un paysage est souvent freiné par un ensemble de contraintes qui relèvent de la nature ou de l'anthropisation du milieu. Parmi ces contraintes, les risques naturels occupent une place très importante, et ceux-ci ont toujours suscité dans mon esprit un besoin de compréhension. S'il fallait remonter quelque peu dans mon enfance, je reverrais sans doute des images reflétant les terribles crues de la rivière Ardèche, ou encore les magnifiques bad-lands inscrits dans les marnes grises, symbole d'un milieu austère mais dynamique, où se conjuguent des phénomènes hydroclimatiques sévères (crues et sécheresses), et des conséquences géomorphologiques non moins extrêmes. Cette soif de connaissances m'a probablement orienté vers des études de Géographie à l'Université de Montpellier dans un premier temps, puis à l'Université des Sciences et Technologies de Lille-Flandres-Artois, où j'ai pu, au cours de ma formation de D.E.A. acquérir ou approfondir des méthodes de travail visant entre autres à analyser dans leur fonctionnement et leur organisation spatiale les risques naturels, afin d'en assurer une meilleure gestion.

Au terme de ce mémoire, je tiens donc à exprimer ici ma profonde reconnaissance à l'ensemble du corps professoral et à tous mes Maîtres qui m'ont formé par leurs enseignements. Melle le Professeur Lucette DAVY (Université de Montpellier III) fut la première à me guider en Hydrologie et en Climatologie; MMrs les Professeurs René LHENAFF (Université de Lille I puis Université de Chambéry), Pierre GUEREMY (Université de Reims) et Alain MARRE (Université de Reims) ont apporté leur pierre à l'édifice par leur enseignement relatif à l'analyse des mouvements de terrain; Mr ARMANGAU (Université de Montpellier II) puis Claude DUPLESSY-KERGOMARD (Université de Lille I) perfectionnaient ma formation à l'utilisation des techniques du traitement d'image et à la télédétection. Mais nous n'oublions pas les autres qui nous ont aidé dans cette entreprise et que nous ne pouvons tous citer ici. Que Mr le Professeur René LHENAFF, qui a accepté de diriger cette recherche, veuille bien trouver renouvelée, notre profonde gratitude.

Mais ce travail n'aurait vu le jour sans l'appui technique ou scientifique de l'Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération (ORSTOM), de la CORDET (Commission de coordination de la recherche dans les Départements et Territoires d'Outre-Mer), du Rectorat de l'Académie de Lille et de l'Université de Lille I qui ont financé ces années de recherches. Que Mr Gérard WINTER (Président Directeur Général de l'ORSTOM), Mr Bernard POUYAUD (Chef du Département des Eaux Continentales), Mr François MONIOD (Responsable de l'unité de recherche "Connaissance et gestion des grands hydrosystèmes régionaux"), Mr le Recteur de l'Académie de Lille, Mr le Président de l'Université de Lille I et Mr le Professeur Jean SOMME (Responsable du Laboratoire de Géomorphologie et d'Etude du Quaternaire) soient remerciés pour leur confiance. Mon accueil au Centre ORSTOM de Nouméa en qualité d'allocataire de recherche puis de Volontaire à l'Aide Technique n'a pu se faire sans l'aide efficace de MMrs Jean FAGES puis François JARRIGE (Directeur du Centre ORSTOM de Nouméa) et de Mr Jacques GEOFFROY

(Administrateur du Centre ORSTOM). Mes premiers contacts avec l'ORSTOM précèdent cependant cette étude, et datent de l'été 1989 au cours duquel un stage portant sur l'intégration des Modèles Numériques de Terrain (M.N.T.) aux images satellitaires m'a été proposé au centre ORSTOM de Montpellier. J'adresse également mes remerciements à Mme Régine CHAUME qui a assuré au cours de ce stage mes premiers pas en télédétection, et Mr Christian DEPRAETERE pour l'initiation aux M.N.T.

Je remercie également Mr Jean-François NOUVELOT (Directeur de Recherche à l'ORSTOM) et Mr Fernand VERGER (Professeur à l'Ecole Normale Supérieure de Paris), qui ont bien voulu participer au jury de thèse.

C'est pour moi un réel plaisir d'associer à ce travail Mr Joël DANLOUX (Responsable du programme "Evaluation de la Ressource en eau et étude des conséquences hydrologiques des phénomènes climatiques paroxysmaux dans le Sud-Ouest Pacifique" au Centre ORSTOM de Nouméa). Il a su, sans cesse, me conseiller et orienter avec compétence, et toute la rigueur scientifique, mes recherches et m'impliquer dans les activités de la section Hydrologie au moment où celle-ci s'orientait vers des actions de coopération régionale avec les Etats du Pacifique (Vanuatu, Iles Salomon et Papouasie Nouvelle-Guinée). C'est grâce au développement de ces actions régionales que l'étude sur l'île de Guadalcanal a été entreprise.

La collaboration de Michel ALLENBACH, Maître de Conférences en Géologie à l'Université Française du Pacifique (Centre de Nouméa), a été fructueuse au cours des tournées sur le terrain. Les rudes promenades sur les flancs escarpés des massifs ultrabasiques et les discussions qui s'en suivirent n'ont fait qu'enrichir l'étude des mouvements de terrain analysés.

Je ne saurais oublier les ingénieurs ou techniciens du centre ORSTOM qui ont contribué à cet ouvrage : Jean-Marc IHILY, Claude BERTHAULT, CHECHE, Bernard GERNIGON, David VARILLON et Alain ROBELIN (Hydrologie), Didier LILLE et Sébastien DUPONT (Ingénieurs informaticiens du Laboratoire de Télédétection), Jean PETARD et son équipe (Chimie), Emmanuel BOURDON (Pédologie), Yves PENVERN et Marika TORTELIER (Cartographie), Jean-Pierre MERMOUD et Noël GALAUD (Reprographie).

Des partenaires territoriaux ont également apporté leurs connaissances du terrain ou des techniques utilisées : La Société métallurgique Le Nickel (S.L.N.) avec MMrs PELLETIER PERRIER et POIGNON, le Service des Mines et de l'Energie avec MMrs MARIE et GEGA, Météo France avec MMrs NATUREL et ARGENT, et le Service Territorial des Méthodes Administratives et Informatiques (Liliane DURAND St OMER et Laurent GAUTHERON) qui a développé, en collaboration avec l'ORSTOM une unité de télédétection.

Enfin, cette étude ne serait ce qu'elle est sans la présence de mes amis qui m'ont rendu la tâche encore plus agréable : Antoine, Babé, Babette, Carole, Denis, Franck, Fred, Gégé, Guillaume, Laurent, Lyse, Magali, Marie-Jo, Nadine, Nicolas, Patrick, Philippe, Sabine, Sandrine, Steeve, Yoland, Yves et Zaboune.

SOMMAIRE

INTRODUCTION

Première partie : LES MODALITES DE L'EROSION ACTUELLE : TYPOLOGIE ET LOCALISATION DES SIGNES D'INSTABILITE

Chapitre I : LA TELEDETECTION ET L'ETUDE DES PHENOMENES D'EROSION

- I.1 Les données numériques et l'outil de traitement
- I.2 Les différentes approches d'analyse des données numériques

Chapitre II : LES MODALITES DE L'EROSION ACTUELLE ET INDICES D'INSTABILITE

- II.1 Inventaire des événements passés et présents
- II.2 Les types de combinaisons morphodynamiques

Deuxième partie : DES FACTEURS D'INSTABILITE A LA CARTOGRAPHIE DE L'ALEA NATUREL

Chapitre I. LES FACTEURS D'INSTABILITE

- I.1 Le poids des facteurs permanents dans l'instabilité des terrains et la
genèse des crues
- I.2 Les facteurs aléatoires

Chapitre II : CARTOGRAPHIE DES ALEAS NATURELS

- II.1 L'évolution de la cartographie des risques morphodynamiques et
hydrologiques
- II.2 Cartographie des aléas morphodynamiques sur le versant Nord-Ouest
du Mont Ningua

Troisième partie : LES TRANSPORTS SOLIDES

Chapitre I : LES FLUX PARTICULAIRES

- I.1 Les méthodes et les objectifs
- I.2 Répartition des flux particuliers dans le temps
- I.3 Activité minière et transports en suspension

Chapitre II : ANALYSE GLOBALE DU TRANSPORT SOLIDE

- II.1 Les flux de matières dissoutes et le bilan des flux de matières de la
Ouenghi
- II.2 L'envasement des retenues et ses enseignements

CONCLUSION

INTRODUCTION

Environnement, développement économique et développement durable

La surface de la Terre, système dynamique complexe aux multiples interactions, se modifie sous l'action de processus naturels. L'occupation humaine croissante accentue souvent ces processus par le changement des conditions du milieu, ou induit une rupture d'équilibre du milieu naturel. L'Homme, qui a en effet construit, depuis la révolution industrielle, une nouvelle organisation de la société basée sur le développement économique, a négligé son "impact" sur la dynamique même du milieu. Ces dernières décennies ont vu s'accélérer les processus de développement (croissance démographique, urbanisation, nouvelles pratiques agricoles, déforestation, rejets...), ainsi qu'une tendance à l'augmentation des déséquilibres du milieu, vécue aujourd'hui comme un véritable phénomène de civilisation.

Le paysage, qui enregistre ces modifications, peut être défini comme *"une portion d'espace caractérisée par un type de combinaison dynamique, donc instable, d'éléments géographiques différenciés (physiques, biologiques, anthropiques), qui en réagissant dialectiquement les uns sur les autres, font du paysage un "ensemble géographique" indissociable qui évolue en bloc, autant sous l'effet des interactions entre les éléments qui le constituent que sous l'effet de la dynamique propre de chacun de ces éléments considérés séparément"* (G. BERTRAND, 1972).

Ainsi défini, le paysage est perçu à travers une nouvelle problématique scientifique qui s'intéresse aux relations entre les différentes composantes du milieu et par là, est envisagé dans une perspective sociale quant à l'analyse des rapports entre l'homme et le milieu naturel. Les nouvelles approches d'éco-développement ou de développement intégré n'ont-elles pas pour base une analyse globale du système naturel prenant en compte la complémentarité entre capital "naturel" et capital "anthropique" (COSTANZA, 1991)?

Le conflit entre qualité de l'environnement et développement économique serait inévitable. Pour y remédier, nous ne devons en aucun cas regarder le développement avec méfiance, mais l'envisager avec rigueur, dans une perspective à long terme, en faisant place à une gestion intégrée qui tient compte à la fois des aspects socioculturels de l'utilisation des ressources et de l'espace, et du milieu naturel. La solution n'est pas d'établir une déclaration des droits de la nature comme le préconise M. SERRES (1990), faisant d'elle non plus un objet à maîtriser mais un sujet de droit, au risque d'établir un "nouvel ordre écologique" (L. FERRY, 1992) régressif, qui imposerait à l'homme une restriction des libertés durement acquises. *"La résolution des problèmes majeurs, qui se posent (...) - le développement économique, la stabilisation de la population et la qualité de l'environnement - dépend du choix adéquat des techniques de production"* (COMMONER B., 1991), source majeure des dysfonctionnements. Le concept de "techniques appropriées" défini par COMMONER B. renvoie à nouveau au concept plus général de "développement intégré ou durable" qui implique une adaptation des techniques de production et des politiques d'aménagement et de gestion

de l'espace au cadre naturel et humain. L'utilisation de l'espace évolue, la perception des utilisateurs également. Proposer un changement dans la manière de mettre en valeur un milieu, ou présenter des solutions pratiques aux problèmes rencontrés nécessite donc une meilleure compréhension, dans leurs dynamiques et leurs interactions, des acteurs sociaux et des facteurs naturels. La prise de conscience des problèmes par les scientifiques dans un premier temps, et les décideurs ensuite, permet de mettre en place, dans les pays industrialisés surtout, une législation, pour prévenir et gérer l'impact des actions anthropiques et les déséquilibres naturels du milieu. Désormais, penser Développement conduit à réfléchir sur les conséquences d'une concentration des populations, des infrastructures et des ressources sur le milieu naturel, mais également à considérer les contraintes naturelles dans tout projet de mise en valeur de l'espace.

Les Risques Naturels

La résolution en faveur de l'ouverture d'une "Décade Internationale pour la Réduction des Risques Naturels", adoptée par l'Assemblée Générale des Nations Unis du 11 Décembre 1987, exprime les préoccupations croissantes ressenties ces dernières années, par la communauté internationale, face à un des problèmes environnementaux parmi les plus importants : **les risques naturels**.

La notion de risque recouvre à la fois un phénomène naturel, l'aléa (en anglais : *natural hazard*) et les dégâts qu'il engendre (la vulnérabilité : *risk* en anglais), et permet à travers cela, d'aborder un aspect des relations entre les sociétés et leurs environnements.

Les aléas naturels ont des origines diverses, géologiques (séisme, volcanisme), hydrologiques (inondation, étiage), climatiques (cyclone, tornade, avalanche), géomorphologiques (mouvement de terrain, érosion hydrique des sols) voire même biologiques et climatiques (criquets). Les programmes de recherche, qui sont basés sur la réalisation de travaux de prévention et la planification du développement et de l'aménagement de l'espace, comprennent un volet consacré aux mouvements de terrain. Parmi les nombreux déséquilibres du milieu, le problème d'instabilité des terrains en particulier, ou de dégradation des terres en général, sont en effet une des causes importantes de "catastrophes naturelles".

La prévention et la maîtrise des risques naturels nécessitent une approche globale, le risque étant considéré à la fois comme un phénomène dont il convient :

- de rechercher les facteurs permanents ou occasionnels responsables de son déclenchement, d'étudier son évolution dans le temps et dans l'espace, et d'analyser sa probabilité d'occurrence;
- et d'évaluer l'impact des risques en fonction du coût des dommages mais aussi de part le fait qu'ils affectent des populations et des biens.

Cette approche globale et intégrée de la gestion du milieu physique, nécessaire à la compréhension de chacune des crises, se matérialise par une cartographie d'échelle variable, établissant une typologie et une hiérarchisation de l'aléa naturel. Un des objectifs est d'établir des documents ayant une valeur pratique, en définissant des méthodes adaptées aux besoins. Cette démarche permet ainsi d'apprécier les dangers et difficultés créés par ces phénomènes. Elle s'accompagne parfois d'une recherche sur la probabilité d'occurrence de l'aléa (période de retour des crues et des risques de sécheresse). Mais l'évaluation de la fréquence des instabilités de terrain étant plus difficile à évaluer, **la prévision des risques morphodynamiques est avant tout spatiale**. De fait, toute analyse des risques morphodynamiques se doit dans un premier temps de réaliser un **inventaire des mouvements de terrain**. Ils sont un point de départ très important pour recenser les zones où des actions prioritaires doivent être menées et apprécier aussi l'ampleur des problèmes d'instabilité des terrains. La dimension spatiale et temporelle de chacun des processus morphogéniques peut être appréhendée au travers de la télédétection. Un des premiers buts de cet ouvrage consiste à intégrer au sein d'une méthode d'analyse et de prévision des instabilités de terrain, une nouvelle technique, le traitement d'image, en essayant d'en évaluer les atouts et les limites. Ce travail s'inscrit dans le contexte de la recherche scientifique sur les risques morphodynamiques et leur cartographie dont les objectifs sont d'établir des méthodes d'inventaire, d'analyse et de prévention des processus morphogéniques. L'étude vise à montrer ainsi, dans une première partie, **l'apport de la télédétection spatiale et aérienne pour la caractérisation des phénomènes d'instabilité, tant dans leur aspect statique (cartographie extensive des zones dégradées, types de combinaisons morphodynamiques), que dans leur aspect évolutif (dynamique des versants, évolution des lits fluviaux)**. Dans l'étude de la dynamique des lits fluviaux qui recouvre non seulement les risques morphodynamiques mais également les problèmes d'inondations, il conviendra de bien saisir les relations entre les phénomènes hydroclimatologiques paroxysmaux, la dynamique fluviale et la morphologie des lits.

L'analyse des formes "déclarées", actuelles ou passées, dans leur contexte morphostructural permet de comprendre, dans une deuxième partie, les mécanismes de ces crises, de préciser les **facteurs** qui provoquent ou qui limitent les formes d'instabilité, et de définir une gradation de l'aléa. L'évaluation de l'aléa, qui part de la typologie des phénomènes et touche à de nombreuses disciplines scientifiques, passe donc par l'extrapolation de données de références. Un essai de **cartographie automatique de l'aléa**, qui s'appuie sur de nouveaux outils (traitement d'image, modèles numériques de terrain, système d'information géographique), sera présenté ici.

L'étude globale des processus morphogéniques serait incomplète sans l'analyse des transports solides en rivière, qui reflète la dynamique des interfluves. Une **quantification des flux de matière** complétera ainsi la présente étude afin de mettre en valeur l'influence de l'anthropisation du milieu sur les transports solides, d'analyser la répartition des flux dans le temps, et d'établir un bilan quantitatif et qualitatif des transports solides en rivière. Deux bassins-versants (fig. 1 et fig. 2) seront plus

particulièrement abordés, la Ouenghi (Station Ouenghi RT1) et la Pouembout (Radier Route Forêt plate, Kopéto, Papainda et Pualoa) en Nouvelle-Calédonie.

Unité et Diversité des îles du Sud-Ouest Pacifique (Nouvelle-Calédonie, Iles Salomon)

La mise en valeur des îles du Sud-Ouest Pacifique, situées dans la zone intertropicale, entraîne de graves problèmes environnementaux liés à la conjugaison d'agents naturels (fortes précipitations, altération du substrat, fortes pentes, sismicité), et d'actions anthropiques (exploitation minière à ciel ouvert en Nouvelle-Calédonie et en Papouasie Nouvelle-Guinée, déforestations, cultures). Ces dernières tendent à accentuer les manifestations d'instabilité inhérentes au système naturel.

Ces îles tropicales, cadre de l'étude, présentent une certaine homogénéité eu égard à la dynamique atmosphérique et océanique de la zone (DOUMENGE F., 1984). Elles sont toutes affectées par de violentes crises climatiques et morphodynamiques auxquelles les pouvoirs publics doivent faire face. En revanche, l'histoire géologique, les systèmes géomorphologiques, les dynamiques de peuplement végétal et animal en font des espaces spécifiques, dont l'endémisme insulaire traduit bien la marque de l'isolement.

La limitation des ressources en terre et en eau de ces îles, liée à leur configuration géographique, implique donc une attention plus particulière à la gestion de ces ressources.

Le choix des zones de travail s'est fait selon plusieurs critères de sélection :

- volonté d'analyser les problèmes communs, en matière de risques naturels, pour l'ensemble des îles hautes d'origine continentale, en appliquant notamment diverses méthodes d'identification des zones dégradées à partir de la télédétection; si l'utilisation de la télédétection est fréquente en zone aride où les processus de dégradation des terres sont bien connus et assez faciles à cartographier, très peu de travaux ont été conduits dans les régions tropicales humides.
- faire valoir les différences de comportements morphodynamiques des versants et des lits fluviaux selon la dynamique climatique et hydrologique, la nature du substrat, le degré d'altération, la forme des versants, l'importance du couvert végétal et le type d'occupation des sols.

Ces travaux ont ainsi été menés sur plusieurs bassins-versants (fig. 1, 2, 3 et 4):

- la Lungga aux Iles Salomon (Guadalcanal),
- et plus particulièrement la Pouembout, la Ouenghi, la Thio et la Tontouta en Nouvelle-Calédonie.

La Grande Terre de Nouvelle-Calédonie et l'île de Guadalcanal sont constituées toutes deux par une chaîne centrale qui s'étirent dans le sens Nord-Ouest à Sud-Est pour la première et Ouest-Est pour la seconde, formant une barrière topographique face à la dynamique atmosphérique. Les plus hauts sommets de la chaîne montagneuse s'élèvent à plus de 1400 m d'altitude sur la Ouenghi et sur la Thio, à plus de 1100 m sur la Pouembout et atteint 1600 m sur le bassin de la Lungga. Cet ensemble orographique, vigoureusement disséqué par de profondes vallées, se caractérise par des interfluves très pentues, que des crêtes aigues ou des plateaux dominant. Il est le siège des principales instabilités de terrain. A ces massifs s'opposent les bas reliefs des zones sédimentaires et volcano-sédimentaires qui s'étendent à l'aval du bassin de la Ouenghi et de la Tontouta, en rive gauche de la Thio, et sur la majeure partie du bassin de la Pouembout et du bassin de la Lungga. Ils prennent la forme de collines aux croupes plus émoussées qui s'élèvent entre 600 et 800 m d'altitude, ou de plateaux modelés dans les formations volcaniques (Lungga), dont les altitudes maximales varient de 200 m à l'aval du bassin, à 700 m dans sa partie amont. Les cours d'eau qui drainent ces deux grands ensembles orographiques ont formé des plaines alluviales plus ou moins grandes, très étroites sur la côte Est de la Grande Terre (Thio), plus étendues sur la côte Ouest (Ouenghi et Pouembout), et ont formé une très large plaine littorale sur la côte Nord de Guadalcanal, par la coalescence, commencée depuis le Pléistocène, de plusieurs deltas, dont celui de la Lungga. Les crues cycloniques modifient fréquemment le tracé des cours d'eau en plaine, et ce d'autant plus qu'elles sont violentes et rapides en raison entre autres, du réseau hydrographique très dense et dendritique sur les bassins supérieurs généralement très pentus et formant des concentrations dangereuses dans les bassins moyens.

Ces grands traits du relief s'expliquent en partie par la mise en place des unités géologiques qui le composent et dont les événements majeurs se produisent à l'Eocène moyen en Nouvelle-Calédonie avec le charriage d'un grand feuillet de roches ultrabasiques, à partir d'une zone de subduction située au Nord-Est de l'île. Ce charriage, accompagné du développement d'une puissante couche de serpentinite le long du plan de chevauchement, et d'une tectonique cassante, recouvre le bâti autochtone calédonien, au sein duquel une des formations sédimentaires qui le composent, apparaît aujourd'hui très sensible aux processus morphogéniques (formation du Sénonien). Le bassin de la Lungga est composé de roches basaltiques océaniques en partie métamorphisées mise en place au pré-Miocène, mais également de gabbros (Eocène - Oligocène) et de diorites (Oligocène), les dernières, importante source d'érosion actuellement, formant les plus hauts sommets en rive droite du cours d'eau.

Mais l'importante activité morphogénique ne serait ce qu'elle est sans la violence des pluies et des crues qui affecte l'ensemble des bassins ou des sites étudiés (DANLOUX J., 1983; DANLOUX et al, 1991). Le régime pluvial de la Nouvelle-Calédonie et du Nord de Guadalcanal, caractérisé par une saison chaude et pluvieuse de Novembre à Avril, dépend essentiellement des variations en latitude de la zone de convergence intertropicale et des cellules anticycloniques subtropicales qui l'encadrent. Ce régime, de caractère tropical océanique peut être sérieusement perturbé :

- par des effets orographiques : les hauteurs des pluies annuelles, de l'ordre de 2 à 3 m sur la côte Est et 1 m sur la côte Ouest de la Grande Terre, atteignent 5 à 10 m sur certains sommets de la Chaîne centrale; les hauteurs de pluie annuelle de 2 m sur la côte Nord de Guadalcanal et de 4 à 6 m sur la côte Sud atteignent environ 10 m sur le plus haut sommet (Mt Popomanaseu);
- par le passage des dépressions tropicales et cyclones tropicaux qui peuvent intéresser toute l'île;
- et par les grandes variations hydroclimatiques qui affectent le Sud-Ouest (sécheresses pluri-annuelles).

Les processus morphogéniques qui s'exercent principalement dans les massifs ultrabasiques et basiques, là où les eaux peuvent se concentrer à la faveur d'épisodes pluvieux intenses demeurerait toutefois plus faibles que sur d'autres formations (Sénonien par exemple) si certaines actions anthropiques (destruction de la forêt par le feu, ouverture de pistes et exploitation minière) n'avaient amené de profonds bouleversements de ces milieux.

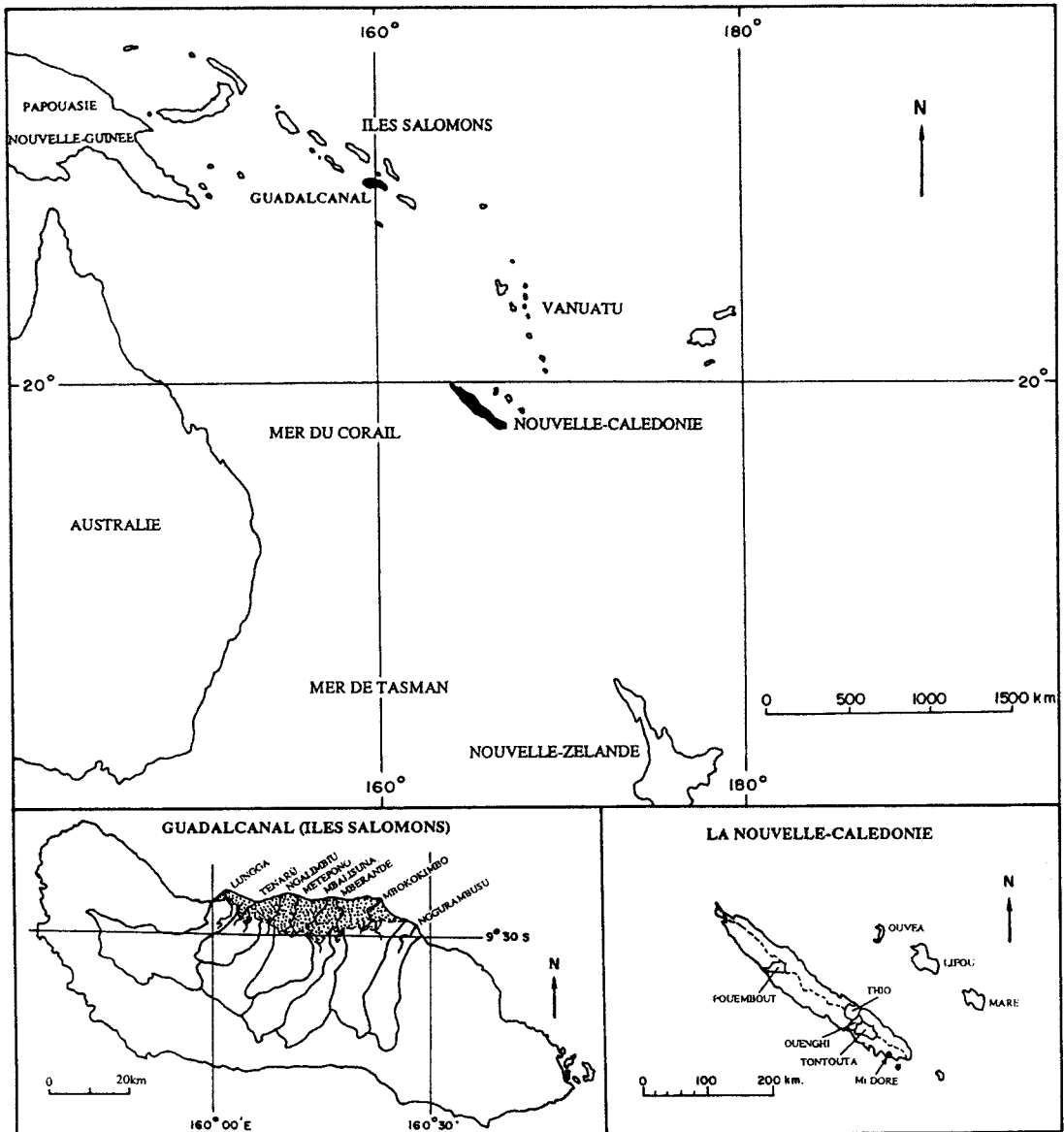


Fig. 1 : LOCALISATION DE LA ZONE D'ETUDE

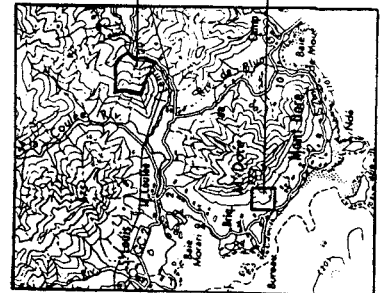
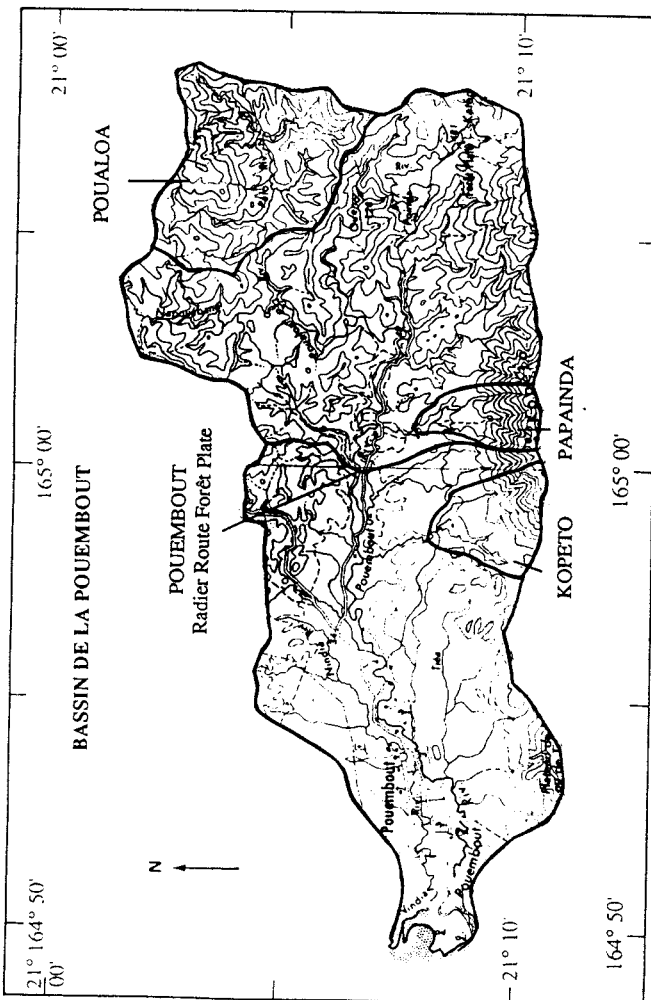
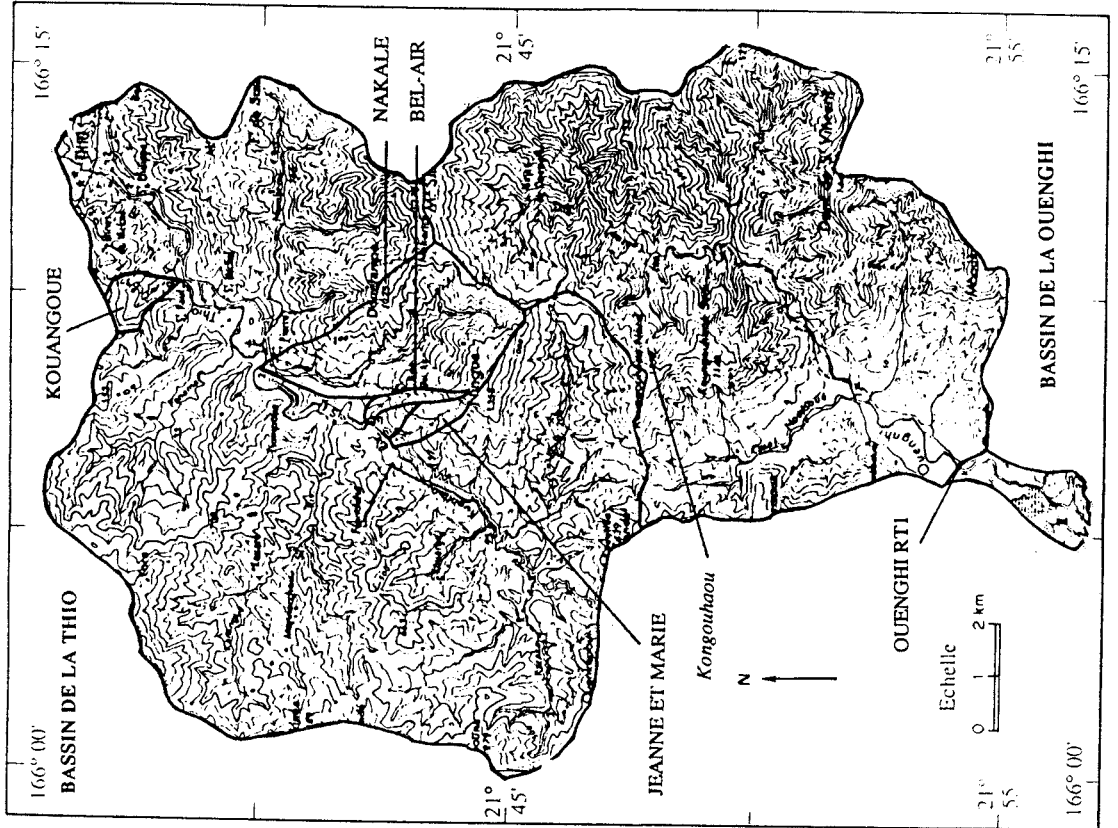
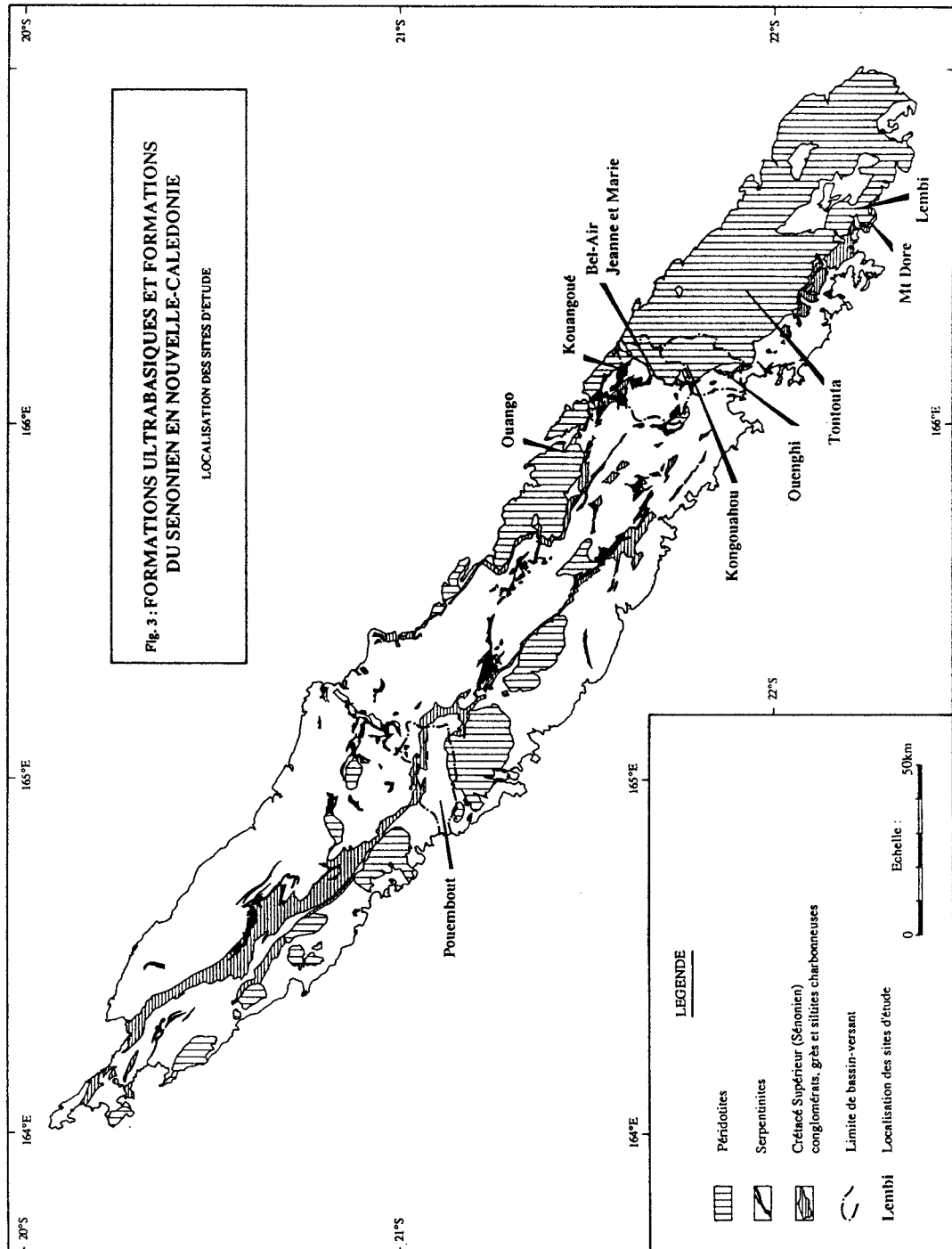


Fig. 2
LOCALISATION
DES
SITES D'ETUDE

Légende :

- BEL-AIR : Bassin-versant
- Kongouhaou : Site instable





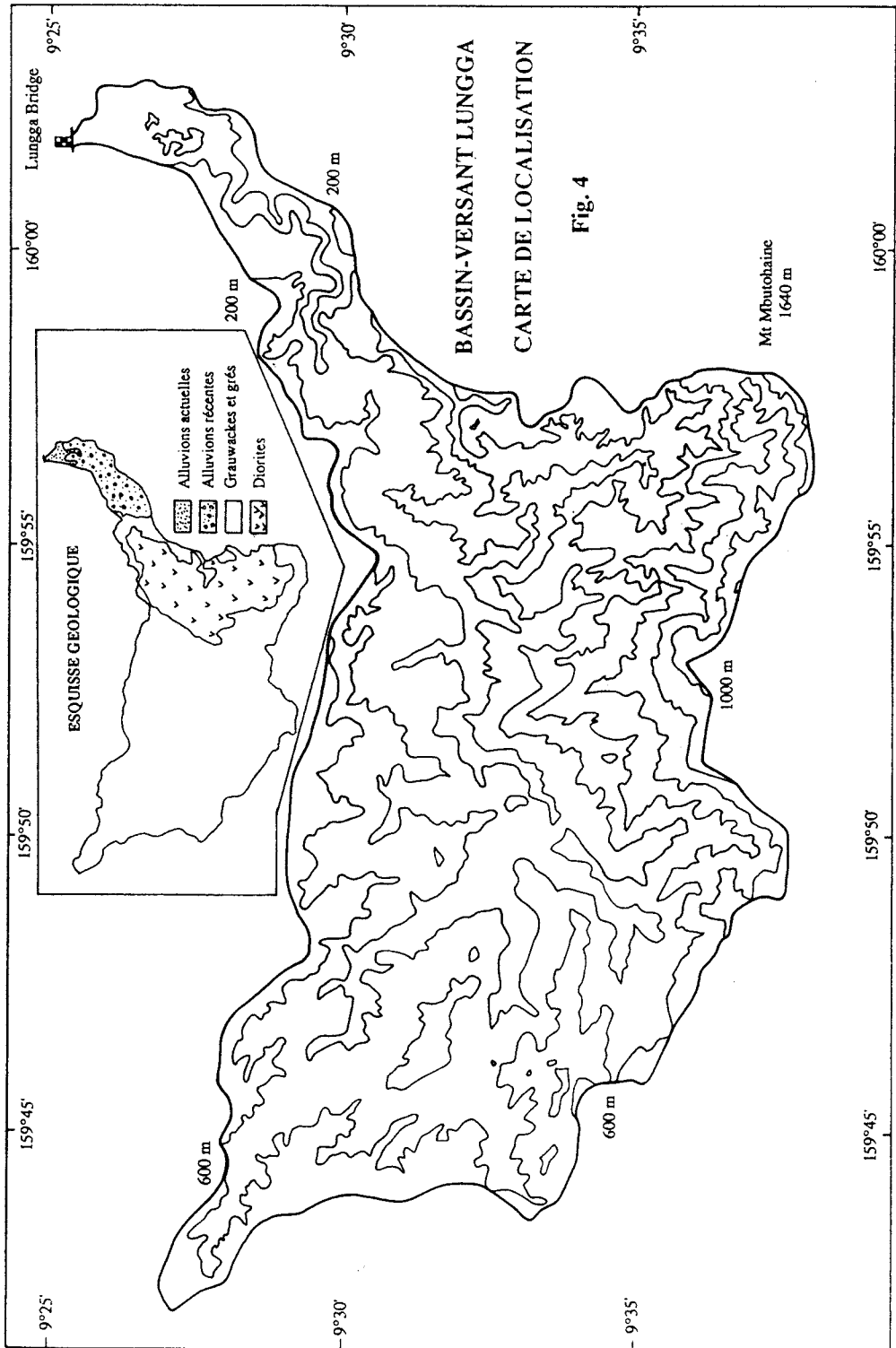


Fig. 4



Première Partie

LES MODALITES DE L'EROSION: TYPOLOGIE ET LOCALISATION DES SIGNES D'INSTABILITE

La démarche naturaliste, dans un but de zonation des risques morphodynamiques, consiste à dresser dans un premier temps un inventaire des manifestations d'instabilité passées et présentes (ANTOINE P., 1977, GUEREMY P., 1989).

Cet inventaire comporte une cartographie des phénomènes d'instabilité et vise à étudier les facteurs, à l'origine des mouvements de terrain. Une deuxième raison explique la nécessité de réaliser un "état des lieux". Elle tient dans le fait que de nouveaux glissements de terrain peuvent se produire sur l'emplacement même des mouvements antérieurs ou être induits par les mouvements existants.

La délimitation des zones instables, basée sur le repérage et la cartographie d'indices d'instabilité, peut se servir dans certains cas d'une nouvelle voie d'investigation, la télédétection et le traitement des données numériques, afin de faciliter l'analyse. La première étape méthodologique de cette étude vise à cerner, par de nombreux exemples pris en Nouvelle-Céledonie et aux Iles Salomon, les différentes méthodes d'approche d'analyse des images, qui regroupent l'analyse visuelle et l'approche numérique. Quelques études, déjà réalisées, vont dans ce sens (HUMBERT, 1984; SCANVIC, 1989). Une réflexion engagée sur la diversité des outils de cartographie et sur le concept même de cartographie des risques naturels, nous a amené à choisir cette nouvelle technique d'approche.

La deuxième étape de ce travail vise à préciser une typologie des manifestations d'instabilité et les types de combinaisons morphodynamiques sur les versants à partir des travaux de traitement d'images et la recherche des indices d'instabilité sur le terrain.

Chapitre I

LA TELEDETECTION ET L'ETUDE DES PHENOMENES D'EROSION

L'utilisation des photographies aériennes en géomorphologie remonte aux années d'après guerre et apparaît aujourd'hui une source importante de données, en vue d'un inventaire des ressources, de la réalisation de cartes thématiques et de la description des terrains. Les progrès récents en matière de technologie spatiale et d'informatique ont donné de nouveaux moyens pour l'évaluation et la gestion des ressources naturelles.

Il importe, dans l'analyse détaillée d'un site instable, de définir dans un premier temps les limites apparentes de la zone de désordre et les modifications des zones instables.

L'exploitation informatique de données obtenues par scannérisation de photographies aériennes et des images numériques que fournissent les satellites, permet d'établir, après traitement des images, une cartographie extensive des zones dégradées, représentation objective de la réalité, à un instant donné et à petite ou grande échelle. Elle permet de dégager également des évolutions par comparaison de plusieurs images. Les mouvements de terrains et autres formes d'ablation qui caractérisent l'évolution des versants, se produisent en effet à des rythmes assez différents, en fonction de la nature et de l'état des matériaux concernés (formations superficielles et substrat), des manifestations et de l'intensité des facteurs aggravants des déséquilibres (climatologie, hydrologie et l'anthropisation du milieu). Le résultat de ces derniers travaux se présente sous la forme de cartes cinématiques de phénomènes à évolution rapide comme les glissements de terrain, les lits fluviaux ou certaines formes littorales (flèches sableuses, deltas...). Ces types de cartes peuvent être établis de manière qualitative par **identification visuelle** des objets géographiques recherchés, ou par des techniques quantitatives faisant appel au **traitement statistique des réponses spectrales**.

Ce type d'information peut, en outre, être articulé avec d'autres sources de données plus conventionnelles, numérisées et transformées sous la forme de fichiers identiques aux images de télédétection : le modèle numérique de terrain (M.N.T.) et les

fichiers qui en dérivent (altitudes, pentes, exposition...) mais également des cartes thématiques comme la lithologie, l'occupation des sols par exemple. Ce système autorise ainsi des traitements, des intégrations ou des modélisations des informations spatialisées qu'il serait difficile de réaliser par des méthodes et des moyens plus classiques. Il apparaît de fait comme un puissant moyen pour quantifier et comprendre l'organisation spatiale des processus et pour suivre l'évolution des phénomènes d'érosion sur une zone étendue ou non par une analyse multitemporelle fondée sur des variations de luminance ou d'albédo.

La télédétection spatiale et aérienne peut s'avérer ainsi un outil apte à caractériser spatialement l'environnement en terme de déséquilibre du milieu, en permettant d'obtenir **une vision synoptique des manifestations morphodynamiques et une vision diachronique adaptée à leur caractère évolutif.**

Le relevé des manifestations d'instabilité dans le cadre d'une étude portant sur la cartographie des risques est intéressante non seulement parce que les zones instables sont exposées à une poursuite des phénomènes de dégradation, mais surtout parce que le relevé s'accompagne d'une analyse des facteurs correspondant en vue de l'élaboration d'une carte des instabilités potentielles. La télédétection apparaît donc aussi comme une **aide à la cartographie classique** pour la préparation de campagnes de relevés sur le terrain en vue de l'étude des facteurs d'instabilité, en indiquant les zones où les phénomènes majeurs se sont produits.

I.1 LES DONNEES NUMERIQUES ET L'OUTIL DE TRAITEMENT

La méthode développée est fondée à la fois sur un système informatique de traitement d'image et sur une base informationnelle composée de données numériques spatialisées de diverses natures.

I.1.1 LES DONNEES NUMERIQUES SPATIALISÉES

La structure de la base d'information repose sur 2 types de données : des données systématiques (images satellitaires, photographies scannérisées) et des informations acquises ponctuellement et régionalisées par interpolation (Modèles Numériques de Terrain).

L'acquisition et le choix des images spatiales et des photographies aériennes, la résolution du modèle numérique de terrain, doivent être compatibles avec la dimension des objets à identifier et le type de document à produire.

I.1.1.1 LES IMAGES SATELLITAIRES

. Caractéristiques sommaires des données numériques acquises par le satellite SPOT

Les données sont issues de 2 radiomètres HRV (Haute Résolution dans le Visible) composés d'un ensemble de 6000 photodiodes qui analysent simultanément la surface terrestre. Chaque instrument HRV possède deux modes de fonctionnement :

- un mode monocanal dit panchromatique (P), qui enregistre l'intensité de lumière réfléchiée par la surface du sol dans la bande spectrale 0,51 - 0,73 μm . La résolution au sol est de 10 mètres (0,01 ha).
- un mode multispectral (XS), pour lequel chaque unité élémentaire de résolution (pixel) est caractérisée par une série de valeurs numériques indicatrices de la luminance énergétique dans les 3 bandes spectrales suivantes :

Visible	0,50 - 0,59 μm
	0,61 - 0,68 μm
Infra-Rouge	0,79 - 0,89 μm

Les deux premières bandes se situent dans les longueurs d'ondes du visible, la dernière dans l'infra-rouge. L'unité élémentaire de résolution correspond à une surface de 0,04 ha (20 x 20 m).

Dans les deux cas, la discrétisation du signal enregistré s'effectue sur une gamme de 256 niveaux d'intensité.

Le satellite SPOT (Système Probatoire d'Observation de la Terre), satellite héliosynchrone à orbite basse (822 km à l'équateur), présente de réels avantages (Guide des utilisateurs de données SPOT / CNES - SPOT Image, 1986). Ce système d'acquisition permet en outre :

- une couverture globale de la Terre, découpée en scènes d'une surface de 60 x 60 km,
- l'observation cyclique d'un lieu donné à la même heure solaire (périodicité de 26 jours),
- une plus grande fréquence des observations d'un espace donné suite aux possibilités de visées verticales ou obliques,
- l'éclairement solaire assez peu variable, dépendant de la date d'acquisition des données,
- une haute résolution.

Il offre ainsi une dimension régionale et temporelle, un caractère multispectral et quantitatif des données numériques qui constituent l'image.

. Les données satellitaires utilisées dans le cadre de l'étude

Date	Coordonnées K J	Bassin-versant
09/10/1986	413/393	Thio
17/07/1987	414/394	Ouenghi / Tontouta
02/07/1992	414/394	Ouenghi / Tontouta
30/06/1986	395/369	Lungga

I.1.1.2 LES PHOTOGRAPHIES AERIENNES

Les photographies aériennes, parce qu'elles sont acquises à partir d'un système de plate-forme aérienne, présentent une échelle de résolution spatiale grande. Leur échelle est fixée autant par les limites imposées par l'altitude du vecteur que par l'ouverture de la focale du système de prise de vue (BARIOU R., 1978). Si de tels documents ne vont pas dans le sens d'un inventaire rapide et régional, ce système permet d'obtenir des informations locales plus précises que les données satellitaires.

D'autres éléments nous ont conduits à numériser les documents analogiques que sont les photographies aériennes. L'analyse automatique des images numériques est en effet beaucoup plus rapide qu'une interprétation visuelle et surtout élimine, en principe, la part de subjectivité de l'opérateur. Mais une interprétation visuelle de l'image peut être réalisée à partir d'un document numérisé, surtout si celui-ci a fait l'objet d'un traitement informatique afin d'en améliorer la qualité visuelle. Cette étape apparaît en effet indispensable si l'on souhaite effectuer des transformations d'images pour un meilleur rendu visuel ou encore afin de recalibrer l'image par rapport à un référentiel géographique donné.

. Caractéristiques générales des documents utilisés

Différents types d'émulsions et d'échelles, présentés dans le tableau ci-dessous, caractérisent les photographies aériennes utilisées au cours de ce travail. Trois catégories de films ont été définies en fonction de leur sensibilité spectrale :

- noir et blanc : panchromatique et infrarouge
- couleurs (sensibilité spectrale voisine de l'émulsion panchromatique)
- infrarouge couleurs ou "fausses couleurs".

Date	Localisation	Emulsion	Echelle	Numéro identificateur de mission
1976	Thio	N/B	1/20 000	76 PAC 37/200 IGN n°1334, 1563, 3356, 3357
1976	Ouenghi	N/B	1/20 000	76 PAC 37/200 IGN n° 3154
1976	Mt Dore	N/B	1/8000	76 PAC 48/80 IGN n° 166
1976	Ouango	N/B	1/20 000	76 PAC 37/200 IGN n° 1686
1985	Ouenghi	N/B	1/40 000	85 PAC 64/400 IGN n° 1551
1985	Thio	N/B	1/40 000	85 PAC 64/400 IGN n° 1158, 1514
1986	Lungga / Ngalimbiu	Couleur	non spécifiée	SNC 7801 A/16 n° 999 et F/16 n° 171
1989	Thio	Couleur	1/40 000	Cabinet Grand n°1885, 1862

. Les techniques et outils de numérisation d'images

La numérisation d'une image consiste à transformer un signal optique en une information numérique au moyen d'un outil qui emmagasine électroniquement l'information contenue dans le document de départ. La mémorisation de l'image numérisée se fait à la fois en position X Y et en niveau de gris.

Les numériseurs couleurs utilisés (SCANJET IIC et SHARP JX-450) offrent diverses possibilités :

- modifications des couleurs, du contraste et de la luminosité de l'image,
- numérisation de n'importe quel document analogique : illustration au trait, photographies noir et blanc, photographies couleurs et Infra-Rouge.

Le numériseur SHARP JX-450 permet la mise en forme numérique d'une image de format A3 au plus; SCANJET IIC se limite au format A4.

. Types d'images

Les deux numériseurs restituent deux types d'images :

- des images en niveau de gris : Chaque point de l'image est identifié en tant que nuance de gris (maximum 256 niveaux de gris).
- et des images couleurs codées également sur 256 niveaux de nuances pour chacune des composantes Rouge (R), Verte (V) et Bleue (B), soit plus d'un million de couleurs.

(SHARP JX-450 crée également des images binaires codés 0 et 1).

A la différence du numériseur SCANJET IIC, le numériseur SHARP JX-450 permet de séparer les 3 composantes R, V et B, en 3 fichiers distincts, offrant ainsi la possibilité par la suite de traiter séparément les différentes composantes et de faire

éventuellement des classifications automatiques ou semi-automatiques des données numériques.

La résolution correspond à une mesure du nombre de points par pouces (dpi) qui sont numérisés. Plus le nombre de points par pouce est élevé, meilleure est la résolution et la qualité de l'image. Pour le numériseur SHARP JX-450, les résolutions s'échelonnent de 75 dpi à 300 dpi (résolution standard) en passant par des résolutions de 100, 150 et 200 dpi. SCANJET IIC présente un choix plus étendu de résolutions, de 12 à 1600 points par pouce.

. Etapes de la numérisation

Les étapes de la numérisation peuvent être schématisées comme suit :

- pré visualisation de l'image à numériser,
- sélection de la zone à numériser,
- réglage automatique de la luminosité et du contraste de l'image (possibilité de réglage manuel),
- choix du "pas" de numérisation (résolution).

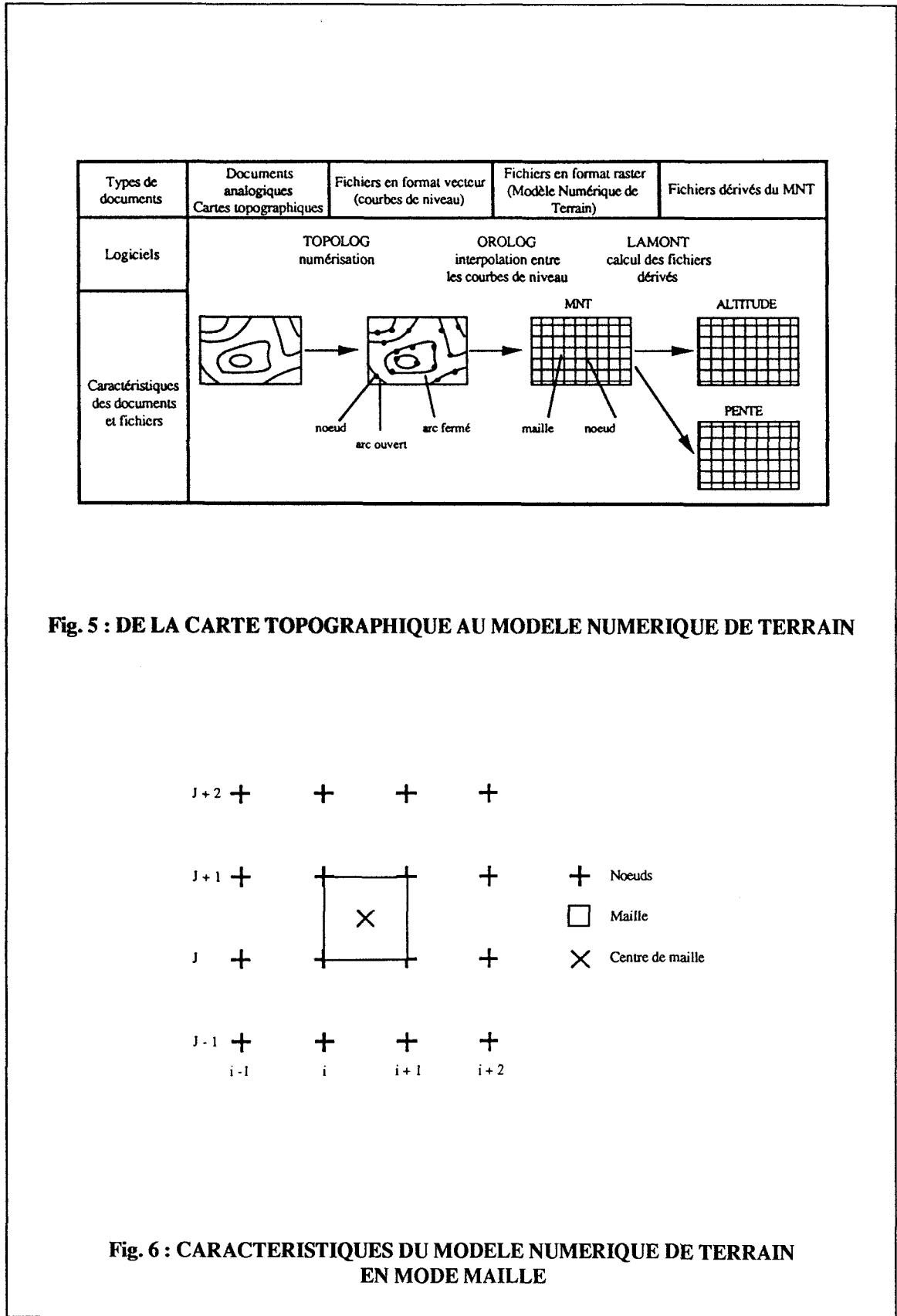
I.1.1.3 LES MODELES NUMERIQUES DE TERRAIN (M.N.T)

Les défauts de classifications de données images, souvent liés à une confusion des valeurs radiométriques (des signatures spectrales proches pour des entités géographiques différentes), suscitent le besoin de discriminer par l'intermédiaire de nouvelles informations les divers objets à cartographier.

On a cherché à améliorer les résultats des classifications par l'intermédiaire de canaux géomorphométriques dérivés de modèles numériques de terrain, et de même projections cartographiques que les classifications, une fois ces dernières rectifiées.

Les canaux géomorphométriques présentent, tout comme les images de télédétection, un format en mode matriciel et peuvent, de fait, être aisément intégrés dans un système de traitement d'image. Plusieurs filières de production de M.N.T existent :

- filière cartographique (fig. 5)
- filière photogrammétrique à partir des couples stéréoscopiques de photographies aériennes,
- et filières par corrélation automatique à partir d'images satellites.



La première de ces filières a été retenue pour créer les M.N.T en raison des éléments suivants : des cartes de bonne qualité sont disponibles auprès de l'IGN ou de services territoriaux, à des échelles allant du 1/10 000 au 1/100 000; le coût est modéré (utilisation du matériel informatique et des logiciels de saisie et d'interpolation à partir des courbes de niveau déjà existants). Cette filière repose sur la numérisation de l'information topographique figurée sur les documents analogiques que sont les cartes topographiques (courbes de niveau et points cotés), par lecture manuelle à l'aide d'un coordinatographe à enregistreur magnétique sur table à numériser (logiciel TOPOLOG, DEPRAETERE, 1990). Les données topographiques sont alors saisies sous forme de fichiers vecteurs, composés d'arcs et de points, ayant chacun un géocode (l'altitude de la courbe de niveau) et des coordonnées "table" en X-Y. L'échelle du document de base doit être compatible avec la résolution souhaitée. Il est de règle de ne pas choisir une résolution représentant moins de 1 mm sur la carte topographique, soit par exemple 10 mètres à partir d'une carte au 1/10 000ème. Des procédures de vérification et de correction des valeurs enregistrées doivent être suivies après la numérisation du fichier de courbes de niveau. Celui-ci fait ensuite l'objet d'une interpolation des altitudes aux noeuds de la grille du M.N.T au "pas"¹ défini, afin de produire le M.N.T, sous forme de réseau régulier à mailles carrées de points cotés (logiciel OROLOG, DEPRAETERE, 1990).

Il est possible d'extraire de la description numérique des formes de relief nombre d'informations parmi lesquelles l'altitude et la pente paraissent ici les plus pertinentes pour la discrimination des différentes formes de dégradation identifiées à partir des images (logiciel LAMONT, DEPRAETERE, 1990).

La première de ces variables, l'**altitude**, correspond à la moyenne des altitudes des 4 points du MNT délimitant la maille (fig. 6). Celle-ci est exprimée en mètre :

$$A_{ij} = (Z_{ij} + Z_{ij+1} + Z_{i+1j} + Z_{i+1j+1}) / 4$$

La valeur de la **pente** représente la composante verticale du vecteur normal au plan de régression le plus proche des 4 points du MNT délimitant la maille (fig. 6):

$$P_{ij} = (2.pas^2) / (pas.(2.((Z_{ij} - Z_{i+1j+1})^2 + (Z_{i+1j} - Z_{ij+1})^2) + 2.pas^2)^{0.5})$$

$$Pente_{ij} = \text{ArcTan} ((1 - P_{ij}^2)^{0.5} / P_{ij})$$

I.1.2 LES SYSTEMES INFORMATIQUES DE TRAITEMENT D'IMAGES

¹Pas (syn. résolution) : taille du pixel

Le système informatique est composé de deux sous-systèmes, le premier sous un environnement P.C., avec lequel la plupart des traitements ont été réalisés et le second, sous un environnement SUN, auquel sont rattachés les périphériques d'entrée-sortie de lecture et d'écriture d'image et d'impression.

I.1.2.1 LES SYSTEMES INFORMATIQUES DE TRAITEMENT DES DONNEES

Les données numériques acquises par le satellite SPOT et les différentes photographies aériennes numérisées ont été traitées avec les logiciels suivants : CARTO-PC (CNAM, 1989) et OPAL (ORSTOM LATICAL, 1990). La plupart des manipulations d'images des 2 logiciels sont globalement similaires. Le logiciel OPAL et le système informatique qui le sous-tend présentent toutefois de réels avantages tant sur le plan de la mémoire, évidemment plus importante sous SUN, que sur le plan de certaines techniques de traitement qui n'existent pas sous CARTO-PC comme la correction géométrique des images par la méthode de triangulation, ou encore certaines classifications.

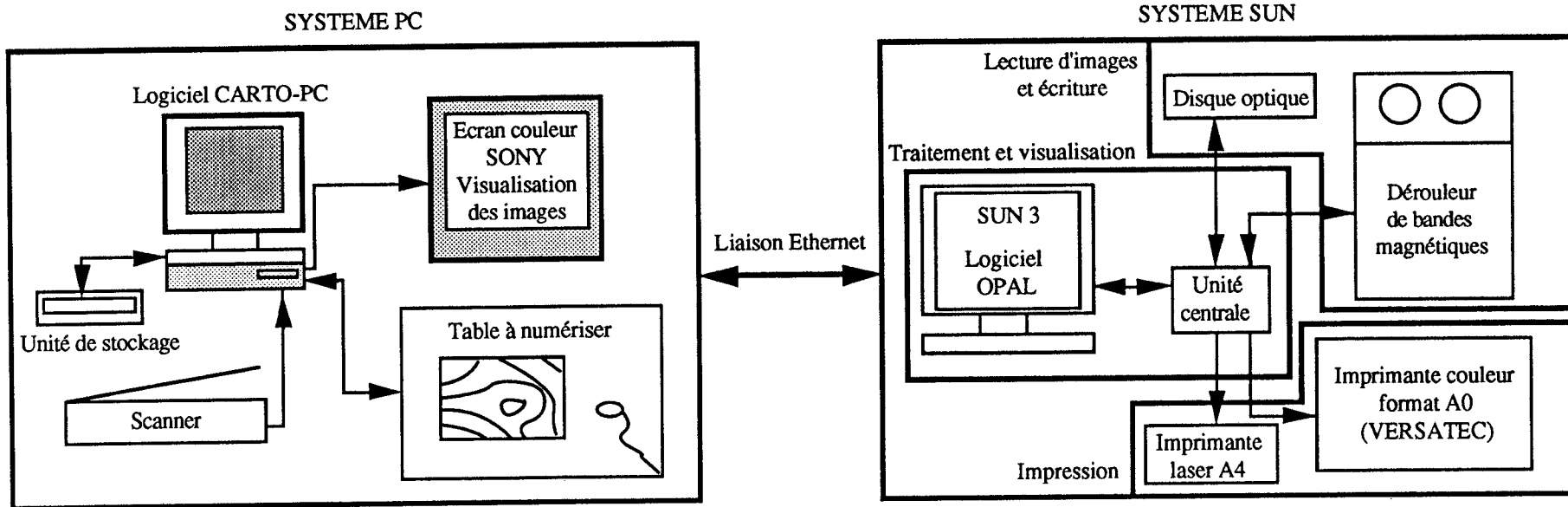
I.1.2.2 LES PERIPHERIQUES

Cinq périphériques (fig. 7) sont disponibles :

- le dérouleur de bandes qui permet de lire les bandes émises par les différents centres de réception et de stocker les images traitées;
- des unités de stockage de l'information traitée (lecteur de disque optique ou de cartouches d'au moins 60 mégaoctets de mémoire et des disquettes);
- une table à numériser permettant l'acquisition de l'information géomorphométrique;
- les numériseurs couleurs qui transforment différents types de documents analogiques (photographies, cartes) en images numériques afin de les intégrer au système de traitement d'image;
- et les deux systèmes de restitution : une laser qui restitue en format A4 des images composées au maximum de 16 niveaux de gris et une imprimante couleur à jet d'encre (VERSATEC) de format A0.



Fig. 7 : LES SYSTEMES INFORMATIQUES DE TRAITEMENT D'IMAGE



I.2 LES DIFFERENTES APPROCHES D'ANALYSE DES DONNEES NUMERIQUES

La cartographie des phénomènes d'érosion à partir de photographies aériennes et d'images satellites repose sur la recherche de clefs d'interprétation qui établissent un lien entre l'aspect du terrain des phénomènes étudiés et leur correspondant dans les images numériques. Deux approches s'inscrivent dans ce type de recherche : l'analyse visuelle d'une part et l'étude des réponses spectrales d'autre part. Avant de détailler ces deux approches, précisons que, dans les deux cas, le but est :

- d'arriver à affecter chaque pixel à une classe,
- d'interpréter et de commenter la signification géomorphologique de ces classes.

Les méthodes d'analyse visuelle peuvent mettre en oeuvre différentes techniques d'ammélioration de la qualité des images, allant de la correction géométrique à l'analyse en composante principale, en passant par de simples modifications de la dynamique des images, ou l'élaboration de compositions colorées. Ces techniques numériques préparent l'interprétation visuelle des images. Les fondements de l'analyse visuelle et les techniques d'ammélioration de la qualité visuelle des images vont être présentées avant l'analyse de diverses applications destinées à identifier les zones instables.

Les méthodes d'analyse numérique des images multispectrales, quelles soient non assistées, par agrégation statistique des pixels en fonction de leur ressemblance numérique, ou assistées, par sélection au préalable de zones tests qui définissent les signatures spectrales des classes à discriminer, sont utilisées afin de définir de manière plus objective les sites instables. L'intégration d'informations géomorphométriques dérivées de modèles numériques de terrain dans les classifications vont permettre par ailleurs de discriminer des objets qui ont une signature spectrale identique, mais une signification géomorphologique différente (exploitations minières à ciel ouvert, décharges minières, mouvements de terrain et alluvions).

I.2.1 L'ANALYSE VISUELLE

I.2.1.1 LES FONDEMENTS DE L'ANALYSE VISUELLE

Cette approche vise à identifier et à limiter les unités relatives au phénomène "érosion", en privilégiant les relations entre les objets géographiques, leur agencement dans l'espace, la texture, les tonalités et couleurs de ces unités telles qu'on peut les observer directement sur des images brutes ou des images traitées. Mais la première étape, dans l'interprétation des photographies aériennes et des images satellitaires, a

avant tout pour objectif de reconnaître les limites d'objets, plus qu'une identification des processus et du mode de fonctionnement.

La texture d'une image se définit comme une *"agrégation de phénomènes élémentaires visibles, mais trop petits pour être discernés individuellement, et se décrit par la taille, la forme, la tonalité et sa distribution dans l'espace"* (ANTROP, 1987). La **tonalité** correspond à la quantité de lumière réfléchiée par les éléments géographiques qui composent le paysage. Si elle constitue un paramètre important de différenciation, elle ne peut être seule suffisante, car le pouvoir de réflexion des différents objets peut varier en fonction de nombreuses interactions entre les variations d'humidité, les changements de texture, la composition chimique et minéralogique d'un sol et les différences d'éclairement. Dans les émulsions panchromatiques des photographies aériennes ou dans les canaux XS1 et XS2 de SPOT (Visible), les teintes claires soulignent souvent les processus morphodynamiques actuels (mouvements de terrain, processus d'érosion hydrique et dépôt de matériau frais). Lorsque la végétation recolonise les zones instables, la teinte devient plus sombre avec de nombreuses nuances.

La structure correspond à la disposition relative des objets géographiques, les uns par rapport aux autres. Divers objets peuvent être identifiées. Certains relèvent de la microstructure, formés par l'arrangement spatial de différentes structures (routes, glissement de terrain, incision linéaire), d'autres inhérents à la macrostructure (végétation, lithologie, relief) et correspondant aux grandes unités paysagères. La macrostructure se définit ainsi par une série de microstructures agencées suivant un motif répétitif qui confère une certaine unité à la macrostructure. Analyser la texture et la structure d'une image revient donc à définir différentes entités en fonction de leur physionomie.

"L'identification physiologique" des entités géographiques doit bien entendu être menée en parallèle d'une "identification spécifique" qui se veut analytique, interprétative et qualitative (BRUNEAU *et al*, 1973). L'étape analytique, dans le cadre de cette recherche, consiste à attribuer une signification géomorphologique aux entités délimitées que les données recueillies sur le terrain permettront de valider et le plus souvent de préciser en terme de processus. L'interprétation des images numériques ne peut en effet qu'avancer des hypothèses quant aux types de processus d'ablation et aux phénomènes de sédimentation cartographiés.

I.2.1.2 LES TECHNIQUES D'AMELIORATION VISUELLE DES IMAGES

La qualité de l'analyse visuelle de l'image et de la carte thématique qui en résulte dépendent :

- de la qualité visuelle des images à partir desquelles est réalisée l'interprétation,
- de la précision quant à la localisation des objets identifiés dans un référentiel géographique défini,
- et enfin, de la qualité sémiographique du document cartographique final.

Aussi implique-t-elle un effort afin d'améliorer l'aspect visuel du document de base, de corriger géométriquement et systématiquement les données interprétées et de tenir compte d'un certain nombre de conventions cartographiques quant à la présentation des cartes thématiques.

. Les corrections géométriques

Les images numériques satellitaires et les photographies aériennes scannérisées présentent quelques distorsions systématiques ou occasionnelles qu'il convient de corriger afin de rétablir ces données numériques dans un format et une géométrie conformes à ceux d'une autre image, à une carte ou à une projection cartographique. Un système géographique de référence (dans la plupart des cas une projection Mercator Transverse Universelle), qui peut être superposé aux données images, est utilisé pour présenter les données numériques sous une forme cartographique standard. Cette étape apparaît indispensable pour une meilleure localisation à l'intérieur des images, permet la réalisation de spatiocartes (cartes thématiques élaborées à partir de données télédétection), des mesures précises de surfaces et des études multitemporelles.

Ces distorsions peuvent résulter du système d'acquisition des images (distorsions systématiques) :

- effets de la rotation de la terre qui se traduit par un décalage des lignes de l'image
- angle de prise de vue et rotondité de la Terre (effet panoramique) impliquant une déformation des pixels du centre vers le bord des images où leur surface est plus grande.

Des distorsions plus occasionnelles sont parfois liées aux variations de l'orbite du satellite et de l'attitude (tangage, roulis, lacet) du vecteur (satellite et avion). Si les méthodes de correction utilisées sont quelquefois fondées sur la modélisation des distorsions en tenant compte des paramètres orbitaux ou de vol des vecteurs, celles établies à partir des points d'appui ou amers apparaissent ici plus intéressantes quant à la précision demandée. Le principe de base vise à établir une relation mathématique entre les coordonnées (colonne, ligne, u et v) des pixels de l'image à rectifier et les coordonnées sur la carte ou l'image de référence (x et y). Cette relation est un couple de fonction

$$u = f(x,y)$$

$$v = g(x,y)$$

La véritable fonction de déformation n'étant en général pas connue, on choisit des fonctions approchées sous forme de **polynômes de déformation** de un ou plusieurs degrés. Dans le cas le plus simple, un seul polynôme de déformation est appliqué à l'ensemble de l'image, et dans le cas d'une correction géométrique par triangulation, un modèle de correction est calculé pour chaque triangle formé à partir de 3 points d'amers. Aussi, plus le nombre de points d'appui est important, meilleure est la correction de l'image. La méthode par triangulation est très utile pour effacer les effets de distorsions liés au relief lors de la prise de vue ou de l'acquisition numérique des données images. Les photographies aériennes étant assimilées à une projection conique verticale (distorsions plus importantes au fur et à mesure que l'on s'éloigne du centre de la photographie), cette méthode permet des corrections sélectives et adaptées selon la position des triangles sur l'image.

La transformation géométrique des données images nécessite, pour les méthodes présentées ci-dessus, 2 étapes. Dans un premier temps, il convient de choisir des points d'appui sur l'image originelle qui doit être rectifiée et leurs correspondants sur l'image de référence. Il faut au minimum 3 amers pour constituer des polynômes du premier degré, 6 pour des polynômes du second degré... Les coordonnées des amers sur les images sont lues en utilisant les possibilités du traitement d'image : la lecture sur les cartes peut se faire de la même manière que sur les images si celles-ci ont été numérisées, ou à l'aide d'une table à numériser dans le cas d'un document analogique. La deuxième étape vise à calculer le modèle et à corriger l'image source.

Afin d'optimiser l'interprétation, la démarche suivante consiste à mettre en oeuvre plusieurs techniques de traitement d'image: modification de la dynamique des images, seuillage, composition colorée et les analyses en composantes principales, entre autres.

. Les modifications de la dynamique des images et la technique du seuillage

Afin d'accentuer les contrastes d'une image ou d'ajuster la dynamique de plusieurs images voisines dans le but de les concaténer, différents modes de modification de la dynamique peuvent être appliqués sur les images numériques :

- des **transformations linéaires**, appelées encore étalement de la dynamique,
- des **transformations linéaires par morceaux** qui modifient la dynamique de certaines zones ou de certaines entités et pas d'autres,
- et la technique du **seuillage** ou segmentation de l'image.

Dans le cadre de ce travail, la technique du seuillage consiste à transformer l'image brute de départ en une image binaire codée en 0 ou 1 (binarisation de l'image).

On définit, en fonction des connaissances de terrain, un seuil au delà duquel les données prendront l'unique valeur 1 et en deçà duquel, l'ensemble des valeurs seront codées en 0. Le seuil peut correspondre par exemple à la limite zones érodées / zones non érodées. Une telle technique nécessite cependant un fort contraste entre les objets à identifier et très peu de fondus dans les teintes.

. Les compositions colorées

Le principe des compositions colorées repose sur la théorie des couleurs, selon laquelle la totalité des couleurs peut être obtenue à partir de 3 couleurs fondamentales par synthèse additive sur écran vidéo (système Bleu-Vert-Rouge) ou par synthèse soustractive sur imprimante couleur (système Cyan-Magenta-Jaune). Il est nécessaire, afin d'établir un équilibre entre les 3 couleurs fondamentales utilisées, d'effectuer au préalable une normalisation des dynamiques de chaque bande spectrale.

Trois types de composition colorée se distinguent selon les bandes spectrales utilisées :

- les **compositions colorées standard**, fréquemment usitées, s'interprètent approximativement comme les photographies Infra-Rouge "fausse couleur". On affecte respectivement aux 3 comptes numériques de chaque pixel l'un ou l'autre des systèmes. Par exemple, le bleu pour le canal XS1 (0.5-0.6 μm) correspondant au vert-jaune du spectre visible, le vert au canal XS2 (0.6-0.7 μm) relatif à l'orangé-rouge et la couleur rouge au canal XS3 qui correspond aux longueurs d'ondes de l'infra-rouge (0.8-1.1 μm).

- les **compositions colorées en couleurs naturelles** peuvent être réalisées si nous disposons de trois bandes spectrales correspondant au bleu, vert et rouge du spectre électromagnétique. C'est bien entendu le cas lors d'une numérisation de photographies aériennes en couleur naturelles qui décompose l'image en 3 fichiers R-V-B. Ça l'est également, avec le capteur TM de Landsat 4 et 5. SPOT HRV ne disposent pas d'un canal bleu. Mais il est cependant possible de "simuler" un canal bleu à partir des autres données numériques. Le résultat se présente alors sous la forme d'une image en couleur pseudonaturelles.

- et enfin les **compositions colorées non standard** réalisées à partir de 3 canaux quelconques. L'interprétation doit dans ce cas faire appel à une connaissance des réponses des types d'objet à cartographier dans chacune des bandes spectrales utilisées.

. Les Analyses en Composantes Principales (ACP)

L'analyse en composantes principales vise à transformer les variables quantitatives initiales inter-corrélées en nouvelles variables quantitatives non corrélées appelées composantes principales. En d'autres termes, l'ACP permet de "décorrélérer" les différents canaux d'une image multispectrale et de créer des "néo-canaux" statistiquement indépendants.

La nature multidimensionnelle ou multispectrale des images télédétection permet la construction d'un espace vectoriel avec autant d'axes ou de dimensions qu'il y a de composantes spectrales associées à chaque pixel. Dans le cas de SPOT XS, ce sera un espace à trois dimensions.

Deux étapes sont nécessaires au calcul de l'ACP :

- l'élaboration de la **matrice des corrélations** afin de donner le même poids à chaque variable,
- et une opération mathématique appelée "diagonalisation", qui fournit deux matrices : une matrice de "**vecteurs propres**" et une matrice "diagonale" des "**valeurs propres**" représentant les variances des individus sur les axes principaux correspondants.

L'ACP est une méthode de traitement qui permet aussi de **réduire les données**. Les deux premiers facteurs de l'ACP regroupent en effet fréquemment, à eux seuls, plus de 95 % de la variance expliquée.

Enfin, l'ACP est une méthode utilisée parfois pour **préparer une classification** en réduisant le nombre de variables utilisées. Elle apparaît utile pour orienter la sélection de zones tests pour l'étude des réponses spectrales, ou encore pour mettre en évidence des types de fonctionnement et d'évolution du milieu.

Le seul inconvénient inhérent à ce traitement statistique multidimensionnel, tient au fait que l'ACP fait disparaître le lien physique direct entre les types d'objets géographiques et les valeurs radiométriques.

I.2.1.3 APPLICATIONS DE L'ANALYSE VISUELLE EN VUE D'UNE IDENTIFICATION DES ZONES INSTABLES

. Première méthode : Reconnaissance des limites et identification des zones instables à partir de documents noir et blanc ou de compositions colorées

. La méthode

La méthode met en oeuvre plusieurs techniques d'amélioration visuelle des images. Successivement ont été réalisés :

- des corrections géométriques des images,
- des modifications de la dynamique des images,
- des compositions colorées si les données de base étaient constituées de photographies aériennes ou de données SPOT de type multispectral,
- et l'interprétation des images avec production d'une carte thématique sous forme numérique ou sous forme analogique. Cette interprétation peut s'appuyer sur une vision stéréoscopique quand cela est possible, donnant ainsi accès à la troisième dimension.

Les cartes thématiques se présentent soit comme une simple vue synoptique (exemple de la carte représentant les glissements de terrain situés sur le versant Nord-Ouest du Mont Ningua, Fig. 8), soit comme une cartographie dynamique, évolutive, mettant en évidence des évolutions spatiales et temporelles de cours d'eau ou de delta (la Lungga, la Thio et la Ouenghi, Fig. 12, 13, 14, et 15) ou de mouvements de terrain (exemple de la lave torrentielle déclarée sur le bassin-versant correspondant au creek¹ Jeanne et Marie, Fig. 11).

. La teinte, la texture et la pente comme critères d'interprétation

. Photographies aériennes en mode panchromatique, canaux XS1 et XS2 (visible) de SPOT :

Les paramètres pentes (évalué à partir d'une vision stéréoscopique), teintes et texture permettent de définir, pour les images en niveaux de gris, à moyenne échelle (entre le 1/20 000 ème et le 1/40 000 ème), trois types de milieux (les exemples sont pris essentiellement en zone ultrabasique; Tab. 3) :

- des plages de couleur gris clair à gris sombre, de texture très hétérogène, sur faibles pentes, dans les zones de replats et de sommets, correspondant aux exploitations minières. Les grandes variations de teintes sont liées à l'ampleur du décapage et au mode d'exploitation (gradins) ;

- des plages gris clair à gris moyen sur fortes pentes, correspondant aux zones instables sur versants (glissements de terrain, décharges minières). Les variations de teintes sont liées soit à la nature même du matériau affecté, soit à la profondeur de la zone mise en mouvement. Apparaissent ainsi en gris très clair, les formes d'instabilité sur serpentines (ravinement, glissements rotationnels), en gris moyen les décharges minières, et en gris clair à gris moyen les formes d'érosion sur péridotites. Les variations des niveaux de gris pour cette dernière unité sont à mettre en relation avec la

¹ creek : terme couramment utilisé en Nouvelle-Calédonie pour désigner un petit cours d'eau

MORPHOLOGIE	ABLATION / SEDIMENTATION	TON DE GRIS/TEXTURE Image NB en mode panchromatique Canaux XS1 et XS2 (SPOT)	TEINTE ET TEXTURE Photo aériennes et compositions colorées en couleurs naturelles	TEINTE ET TEXTURE Composition colorée standard Photo aériennes fausses couleurs	STRUCTURE / FORME	PENTES
VALLEES ET LITTORAUX	Sédimentation	- gris très clair (matériaux grossiers) à gris moyen (matériaux fins) assez uniforme (bancs vifs) parfois tacheté d'un gris plus sombre (bancs fixés par les végétaux)	- beige très clair (matériaux grossiers) à beige (matériaux fins) assez uniforme, tacheté parfois de vert (végétation)	bleu-vert très clair / blanc (matériaux fins) à bleu clair (matériaux grossiers) assez uniforme, tacheté de rouge (végétation)	- forme conique au débouché des petits cours d'eau - réseau hydrographique de forme dichotomique, anastomosé, en tresse ou linéaire	- pentes faibles
VERSANTS	<p>Les formes d'érosion hydrique</p> <ul style="list-style-type: none"> - le ruissellement diffus, décapage hydrique - le ravinement - les lavakas <p>Les mouvements de terrain</p> <ul style="list-style-type: none"> - les laves torrentielles - les glissements rotationnels - les glissements superficiels en coups de cuiller 	<ul style="list-style-type: none"> - plage gris très clair (serpentinites) et gris moyen (décharges minières) au contours fondus - gris moyen (décharges minières, horizons supérieurs des sols développés sur roches ultrabasiques) à gris clair (serpentinites) - gris moyen à gris clair - gris très clair à clair - gris moyen à gris clair 	<ul style="list-style-type: none"> - gris clair (serpentinites) à ocre (décharges minières, sols ferrallitiques ferritiques sur péridotites) - ocre à gris clair selon la profondeur de la ravinement, et/ou la nature du matériau affecté (ex : gris sur serpentinites, ocre sur manteau d'altération développé sur les roches ultrabasiques) - beige - gris clair à ocre selon le matériau affecté - beige 	<ul style="list-style-type: none"> - bleu-vert très clair à blanc (serpentinites) et vert clair (décharges minières) - blanc (serpentinites) vert clair teinté parfois de bleu (sols ferrallitiques ferritiques, décharges minières) - bleu/vert très clair à vert clair - bleu/vert très clair à vert clair - bleu/vert très clair à vert clair 	<ul style="list-style-type: none"> - tache de forme irrégulière - linéaire - dendritique / feuille de chêne - linéaire et d'assez grande ampleur pour les zones de départ de matériaux et zones de dépôts à l'aval - cicatrice d'arrachement de forme semi-circulaire - petites tailles, cicatrices longues, étroites et rectilignes 	<ul style="list-style-type: none"> - pentes moyennes à fortes - pentes faibles à fortes - pentes faibles à fortes - pentes fortes - pentes moyennes à fortes - pentes fortes
REPLATS SOMMITAUX ET REPLATS DE VERSANT	Les exploitations minières	- gris foncé à gris moyen	- ocre clair à foncé	- bleu/vert très clair à vert clair	- alternance de courbes ou cernes sombres et clairs, caractéristiques du mode d'exploitation en terrasses	- pentes faibles

Tab. 3 : CARACTERISTIQUES VISUELLES DES PHENOMENES D'INSTABILITE SUR LES IMAGES SPOT ET LES PHOTOGRAPHIES AERIENNES

nature même du manteau d'altération. Le profil d'altération type, nous y reviendrons, qui se développe sur ces roches, présente en effet un horizon de surface "rouge" (gris moyen en mode panchromatique) et un horizon "jaune" (gris clair) en profondeur ;

- et des plages d'un gris très clair sur faibles pentes et à basse altitude, décrivant les milieux de sédimentation. Les plages présentent un aspect uniforme (bancs vifs) mais sont parfois tachetées d'un gris plus sombre (bancs fixés par la végétation). Les matériaux fins qui retiennent plus l'humidité que les matériaux grossiers, parfois de nature sensiblement différente (gravillons ferrugineux, oxydes de fer) moins réfléchante, apparaissent en un gris plus sombre.

. Photographies aériennes et compositions colorées en couleurs naturelles et en fausses couleurs

Les remarques sur les variations de teintes et la localisation des différentes plages sont également valables pour les photographies aériennes et les compositions colorées en couleurs naturelles et en fausses couleurs. Les correspondances entre les niveaux de gris et les couleurs sont les suivantes :

Fausses couleurs	Niveaux de gris	Couleurs naturelles
Bleu-vert très clair / Blanc	Gris très clair	Beige très clair (alluvions, altération) ou gris clair (serpentes)
Bleu clair	Gris clair	Beige
Vert clair / Rouge (végétation)	Gris moyen	Ocre foncé / vert (végétation)

. *La structure et la forme comme critères d'interprétation*

La structure et la forme, autres éléments d'interprétation, précisent le typologie :

- aspect linéaire correspondant à des formes d'érosion d'origine hydrique (ravinement non généralisé), à certaines décharges minières de faible ampleur ou encore à de petits glissements de terrain en coup de cuiller présentant une cicatrice longue, étroite et rectiligne, voire à de grandes laves torrentielles;

- aspect allongé disposé en arc de cercle, rappelant les cicatrices de départ de certains glissements (ce n'est que la niche d'arrachement qui est identifiée et non le glissement dans son ensemble) ;

- aspect compact-allongé que l'on retrouve fréquemment pour les formes d'accumulation en rivière, certains glissements et la plupart des décharges minières ;

- et un aspect plus compact pour de petits arrachements ou de petites zones de sédimentation par exemple, mais aussi pour certains glissements de type rotationnels.

Une quantification des formes peut être aisément menée en exprimant les différentes formes d'objets identifiés visuellement, à partir des 2 paramètres suivants :

- la surface A , exprimée en m^2 et calculée à partir du nombre de pixels de l'unité délimitée,
- et le périmètre P , exprimé en m , qui considère le nombre de côtés de pixels assemblés.

Le coefficient de compacité de Gravélius exprime un allongement moyen de chaque phénomène d'instabilité ($K_c = 1$ correspondant au cercle parfait). Il s'écrit :

$$K_c = 0.282 * (P / \sqrt{A})$$

On peut aussi définir l'allongement d'une unité géographique par un second indice très simple, tel que le définit HORTON :

$$K_H = L / l$$

Il prend en compte, pour les glissements de terrain et les autres formes d'instabilité, la plus grande longueur (L) et la plus grande largeur (l) perpendiculaire à L de chacune des unités.

Les exemples de cartographie statique et dynamique vont permettre non seulement de montrer les atouts et les limites des techniques de traitement d'image et d'interprétation visuelle dans une étude de géomorphologie dynamique mais surtout d'engager une réflexion sur les problèmes morphodynamiques qui caractérisent les zones d'études.

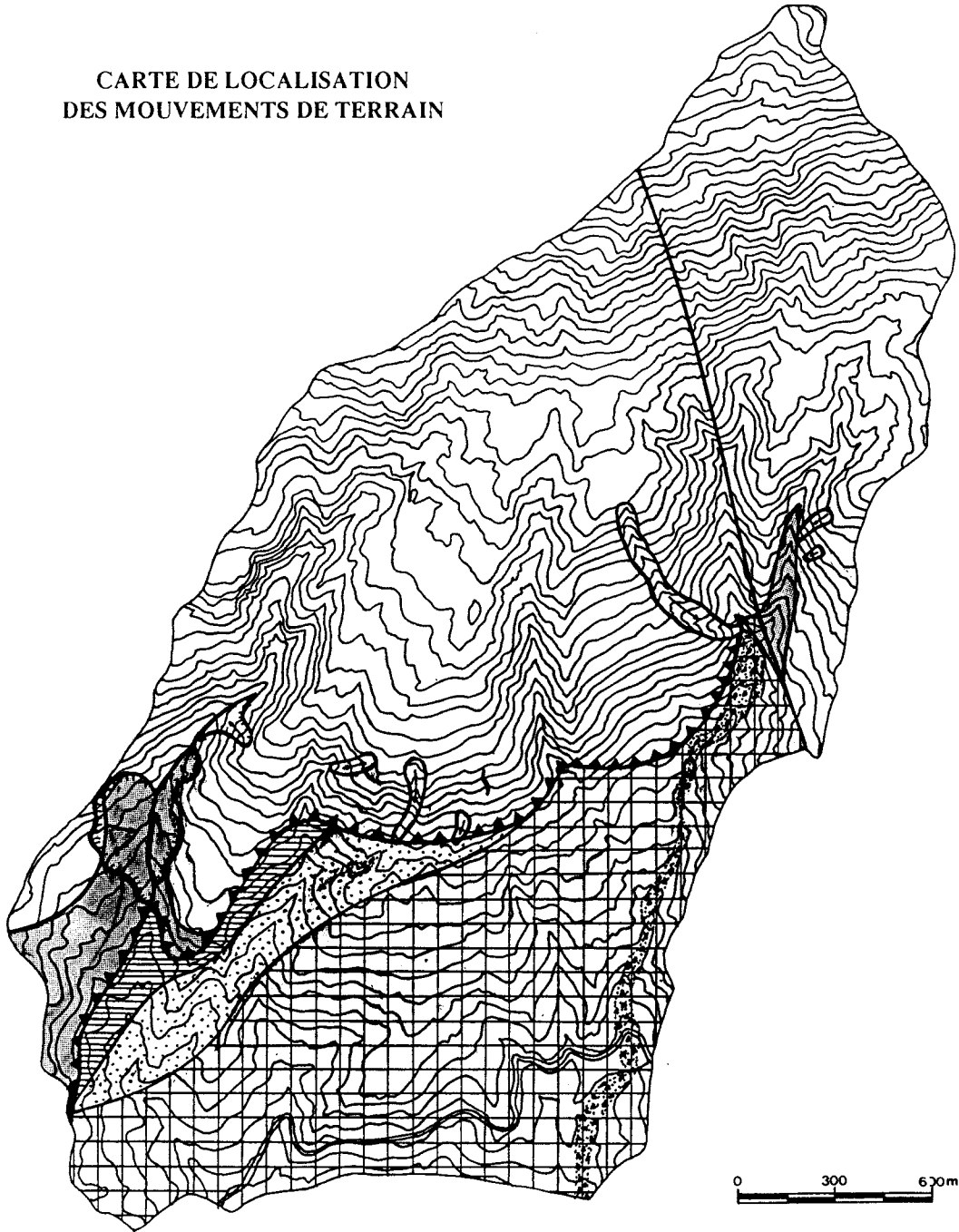
. Cartographie synoptique des glissements de terrain situés sur le versant Nord Ouest du Mont Ningua

Situé sur le bassin-versant de la Thio, en rive droite, le versant Nord-Ouest du Mont Ningua regroupe plusieurs bassins de petites tailles (creek Jeanne et Marie, creek Bel-Air, creek Vincent), affectés par de graves problèmes d'instabilité de terrain.








La figure (10) et le tableau (4) précisent les caractéristiques morphométriques des principales formes d'instabilité telles qu'elles ont pu être établies à partir de l'interprétation de la photographie aérienne de 1982 (Fig. 8).

Fig. 8

CARTE DE LOCALISATION
DES MOUVEMENTS DE TERRAIN



GEOLOGIE

-  Permien - Formation volcano-sédimentaires
-  Crétacé Supérieur - Formation à charbon
-  Eocène II - Formation calcaire
-  Serpentes
-  Péridotites
-  Faille
-  Chevauchement

MOUVEMENTS DE TERRAIN





-  Niche d'arrachement
-  Limites des masses glissées
-  Sens de déplacement
-  Zones de sédimentation

Fig. 9 : IDENTIFICATION DES LIMITES DES GLISSEMENTS DE TERRAIN
(CREEK BEL-AIR EN RIVE DROITE DE LA THIO)

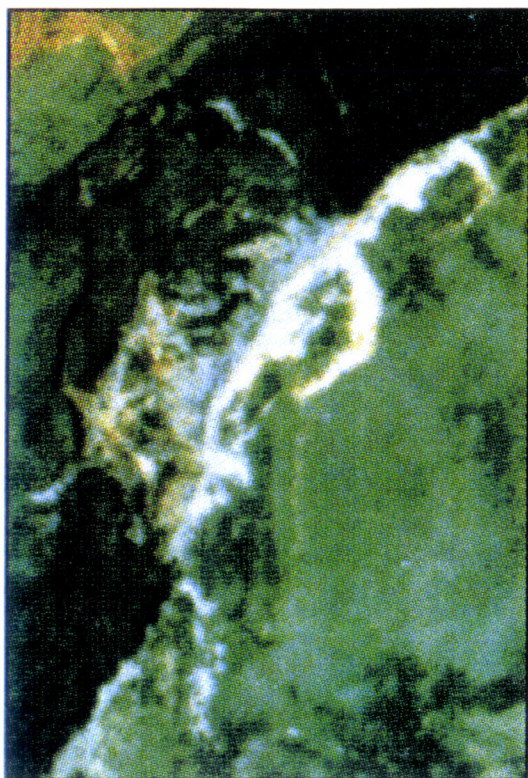


Image 1989



Interprétation visuelle

0 100 m



Creek Bel-Air (rive droite du bassin-versant de la Thio) : Contact roches ultrabasiqes/roches volcano-sédimentaires souligné par un feuillet de serpentinites (couleur gris-clair). Déstabilisations des matériaux serpentineux visibles par des cicatrices d'arrachements et des gradins. Alimentation du cours d'eau torrentiel par des matériaux issus des exploitations minières situées en amont du bassin-versant (décharges minières et déstabilisations de versant liées à des arrivées incontrôlées d'eau de ruissellement sur les flancs escarpés, peu protégés par une végétation basse de maquis minier).



Formes d'érosion		L_{1m}	l_{1m}	K_H	A_m^2	P_m	K_c
	1	360	80	4.50	27600	1440	2.42
	2	100	60	3.00	10000	500	1.40
sur	3	160	100	1.60	8000	440	1.38
péridotites	4	140	80	1.75	11200	560	1.48
	5	60	40	1.50	3600	320	1.49
	6	120	60	2.00	6400	440	1.54
sur	7	300	190	1.58	47668	928	1.11
serpentes	8	76	54	1.41	2880	218	1.14
	9	190	95	2.00	9147	436	1.28

Tab. 4 : CARACTERISTIQUES MORPHOMETRIQUES DES GLISSEMENTS DE TERRAIN (PHOTOGRAPHIE AERIENNE DE 1982)

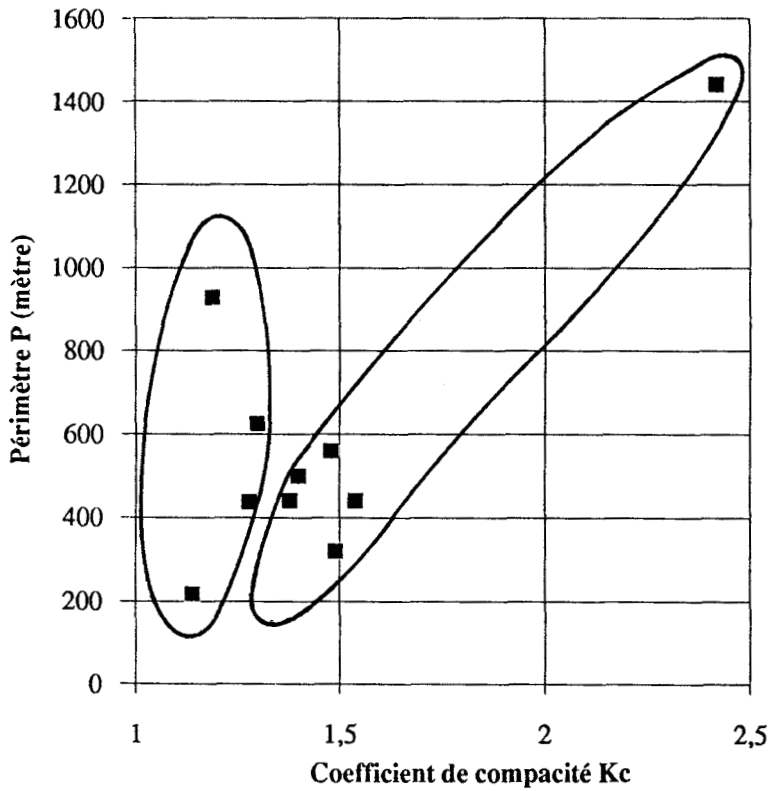


Fig. 10 : INSTABILITES DE TERRAIN ET CARACTERISTIQUES MORPHOMETRIQUES

L'indice de compacité (K_c) oppose surtout les 6 premières unités caractérisées par un indice supérieur ou égal à 1.38 aux autres unités de plus petites compacités (K_c supérieur ou égal à 1.28). Cette opposition est liée à la nature même des formes d'instabilité (laves torrentielles sur péridotites d'un côté, glissements rotationnels et ravinement généralisé de l'autre). Plus les laves torrentielles sont grandes, plus leur indice est fort et traduit un accroissement de l'allongement. Les formes d'instabilité sur serpentines présentent un faible indice quel que soit leur périmètre. L'indice de HORTON traduit sensiblement le même type de regroupement (tab. 4 et fig. 10)

La photographie aérienne de 1989 (1/20 000 ème n° 1862 - Cabinet Grand) permet de ne saisir que les limites des principales masses glissées (niches d'arrachement, limites supérieures du talus externe, limites internes des replats de glissement - Fig. 9).

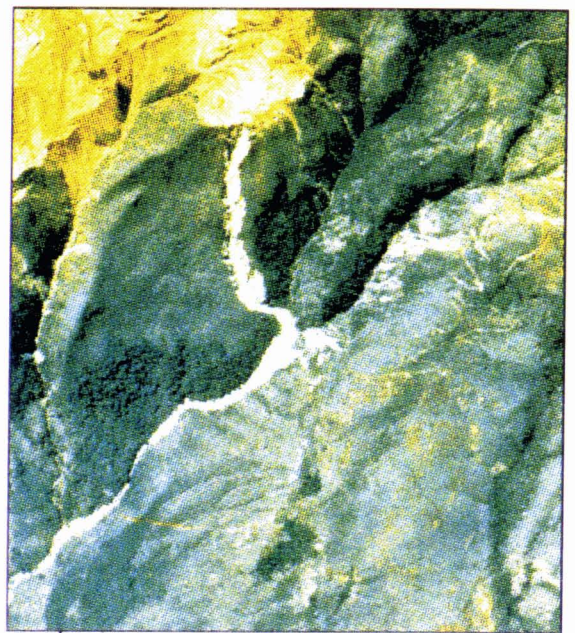
Nombreux sont les indices de détails qui n'apparaissent pas sur les photographies aériennes et qui jouent pourtant un rôle déterminant dans l'évolution du glissement. Les seules informations que nous fournit le cliché ne permettait pas de déterminer le type de glissement de terrain.

. Exemples de cartographie dynamique

. Evolution d'un mouvement de terrain sur le creek Jeanne et Marie (Bassin-versant de la Thio)

Après avoir ramené à une géométrie identique et conforme à une projection cartographie donnée les photographies scannérisées noir et blanc de 1976 et en couleur naturelles de 1989, le contour de l'importante "ravine" qui s'est développée en aval des zones minières, sur fortes pentes, est numérisé pour les 2 dates respectives (Fig. 11). Au préalable, un réétalement de la dynamique des images et l'élaboration de la composition colorée en couleur naturelle ont été réalisés pour optimiser l'aspect visuel des images.

Nous constatons que parallèlement au recul latéral des parois abruptes à partir d'une petite incision, la paroi frontale évolue également très rapidement en haut du versant. Les zones d'accumulation dans le lit de la rivière s'étendent sensiblement entre les deux dates. L'évolution de la ravine est-elle progressive ou au contraire brutale, suite à un événement climatique paroxysmal ? Est-elle normale ou présente-elle un caractère exceptionnel ? Quel est la part de l'Homme dans la genèse d'un tel glissement ? Autant de questions qu'il est permis de se poser après l'examen des photographies aériennes, mais auxquelles il est difficile d'apporter une réponse immédiatement. **Les photographies aériennes, tout comme les images satellitaires, ne renseignent pas directement sur les processus mais seulement sur les formes.**



- correction géométrique
- identification visuelle

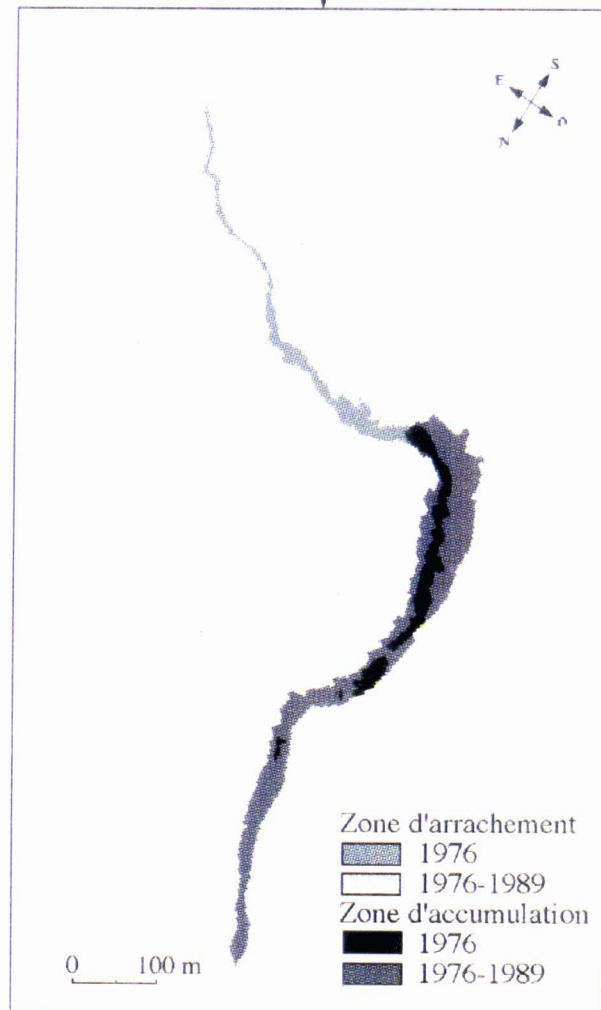


Fig. 11
EVOLUTION D'UNE LAVE TORRENTIELLE ENTRE 1976 ET 1989
(BASSIN-VERSANT JEANNE ET MARIE)

EVOLUTION DU DELTA DE LA THIO
ENTRE 1955 ET 1989

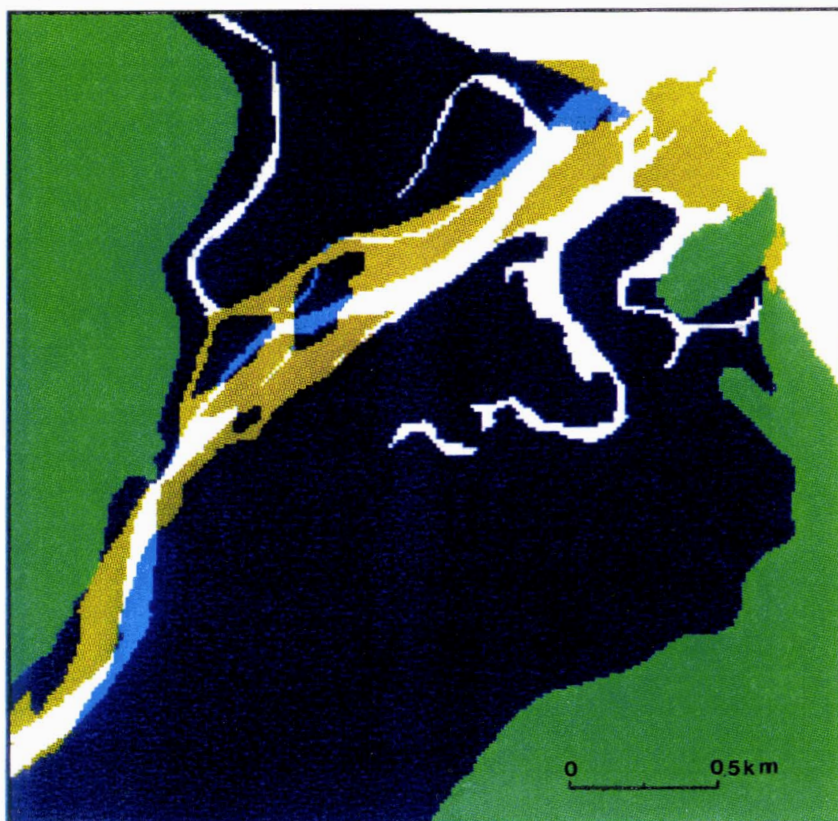


Fig. 12

- Zones inondables
- Engravements entre 1955 et 1989
- Ablation entre 1955 et 1989

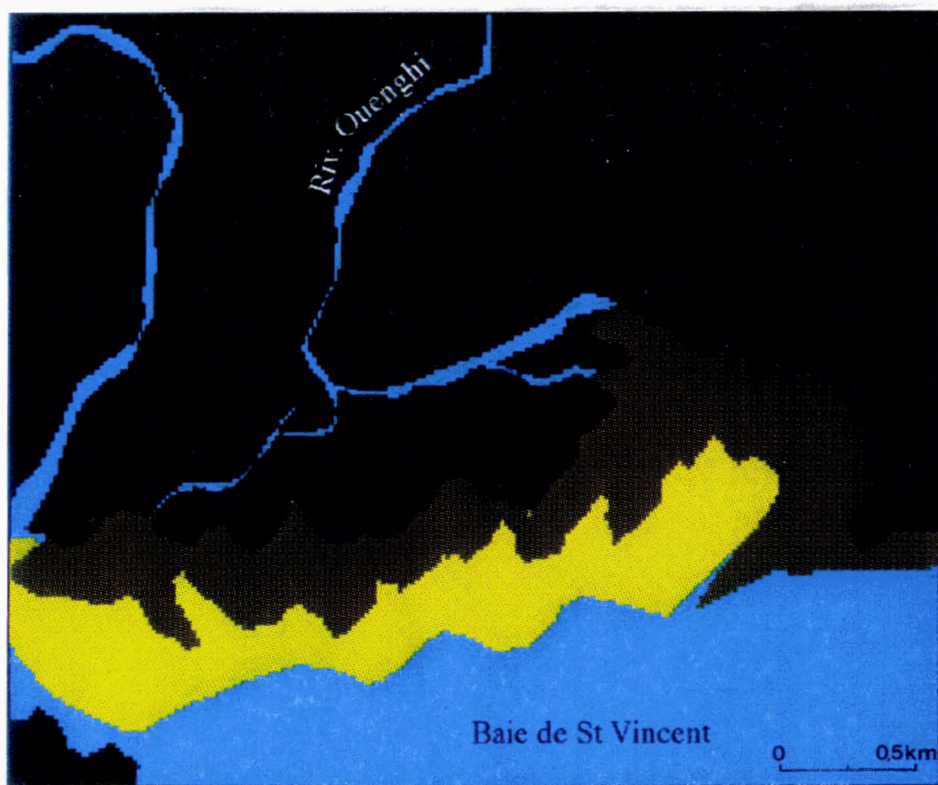


Fig. 13

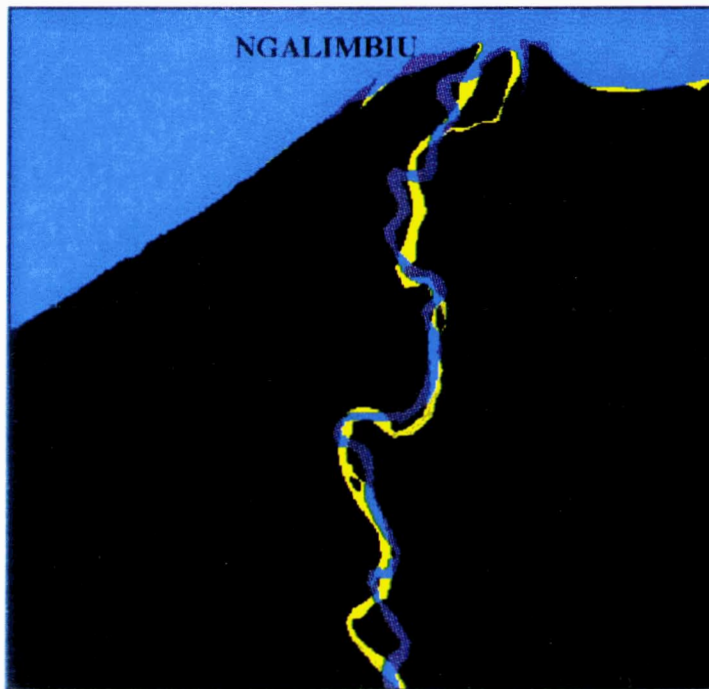
PROGRESSION DU DELTA DE LA OUENGLHI
ENTRE 1954 et 1986

- Dépôts de barre en 1954
- Dépôts de barre en 1986

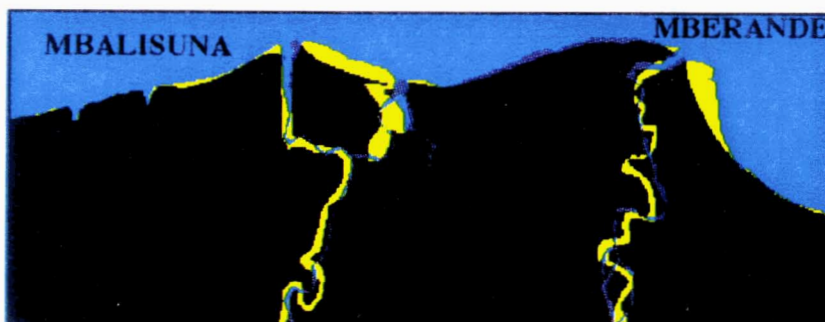


Fig. 14

EVOLUTION DES LITS DE RIVIERES ET DES DELTAS DE LA PLAINE
NORD DE GUADALCANAL ENTRE 1975 ET 1986

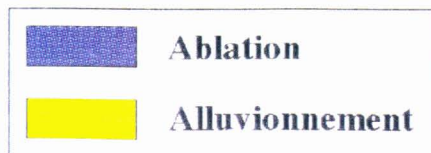
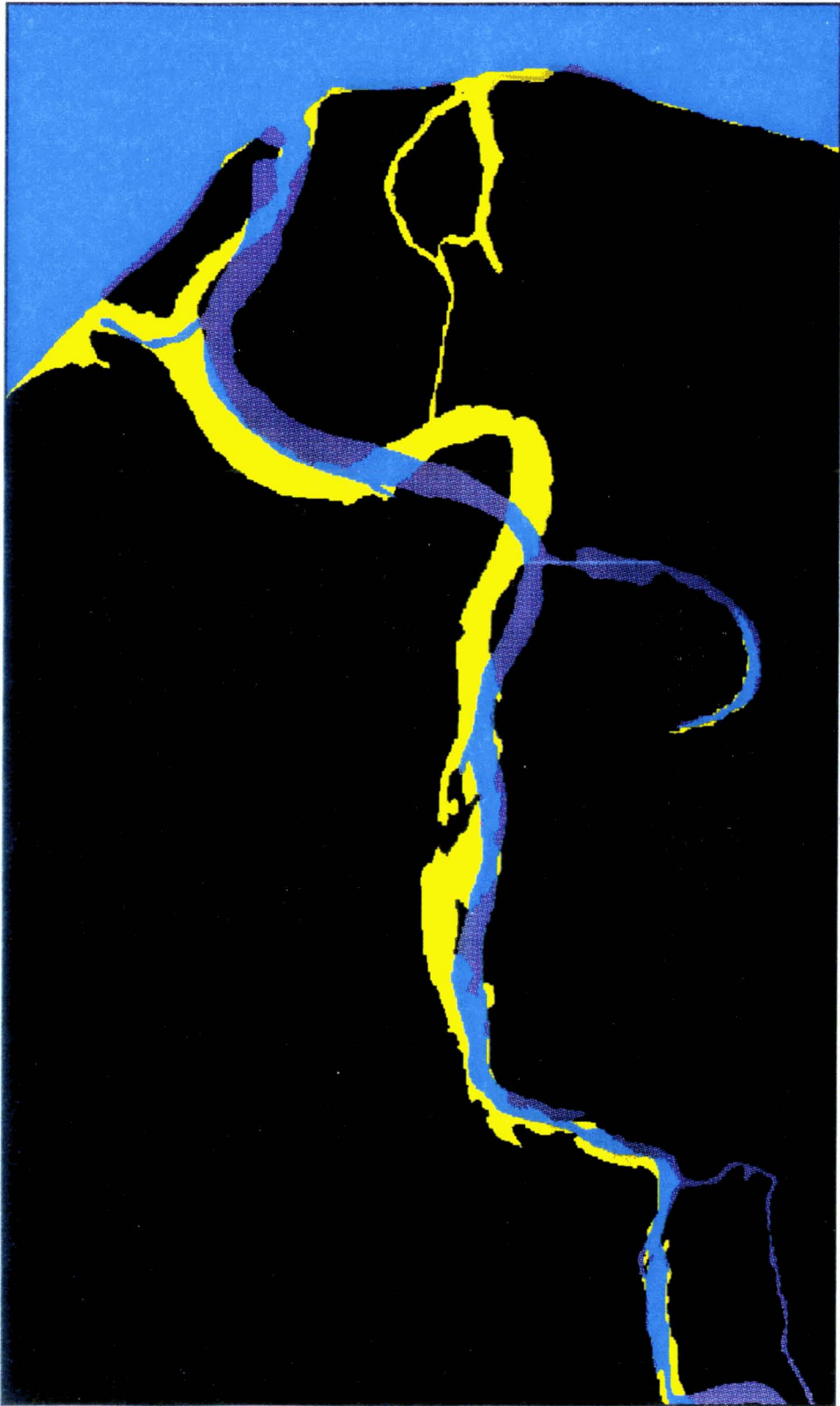


0 1km



EVOLUTION DE LA LUNGGGA ENTRE 1975 ET 1986

Fig. 15



0 0.2 km



Il est nécessaire, par la suite, de resituer cette dynamique dans son contexte morphostructural et temporel (fréquence, évolution rapide ou lente...), pour en apprécier l'ampleur et les conséquences.

. Dynamique des lits fluviaux et du littoral

Les techniques de traitement d'image permettent aussi de mettre en évidence les signes de rupture de l'équilibre morphodynamique fluvial et littoral, qui sont liés à l'importance des apports en sédiments et à la dynamique hydrologique du cours d'eau.

Trois exemples, rapidement présentés ici, seront à la base d'une étude portant sur la dynamique sédimentaire et les transports solides en rivière.

L'évolution morphodynamique du lit mineur de la basse Thio entre 1955 et 1989 est très importante (Fig. 12) :

- ensablement de la rive droite du delta jusqu'au pointement du Bota Méré, le dégagement de l'embouchure n'étant que temporaire (crue récente) ;
- développement de méandres, tant en amont qu'en aval du pont, à partir d'un lit quasi rectiligne. Ainsi en amont du pont, une attaque de berge concave, en rive droite, s'est produite sur environ 1 km, attaque en partie stoppée depuis 1982 avec la mise en place d'enrochements.

L'évolution du delta de la Ouenghi se traduit par d'importants dépôts de barre, dont les contours peuvent être précisés à partir des photographies aériennes de 1954 et 1986 (Fig. 13).

L'évolution de la basse Lungga (Iles Salomon) se caractérise avant tout par de fortes attaques de berges induisant un déplacement des méandres qui peut conduire parfois à un recoupement de méandres (Fig. 15). Il en est de même pour les autres cours d'eau de la plaine de Guadalcanal (Fig. 14).

. Deuxième méthode : Reconnaissance des limites des zones instables par la technique du seuillage et interprétation visuelle des types d'instabilité

La différence avec la méthode précédente tient dans le fait qu'il n'y a pas de limite à dessiner *de visu* avec le seuillage. Les limites sont définies semi-automatiquement. Seule l'attribution des unités à une classe ou en d'autres termes la définition taxonomique de chaque unité identifiée reste à faire par interprétation visuelle des images et analyse des données terrain. La technique du seuillage, répétons

le, nécessite un fort contraste de teinte entre les zones d'instabilité et les milieux qui ne sont pas affectés apparemment par des formes d'instabilité. Il serait en effet difficile de définir par exemple, au moyen du seuillage, les limites inhérentes aux zones de ruissellement diffus, celles-ci étant très souvent caractérisées par un fondu dans les teintes. Par contre, les milieux d'alluvionnement, les zones minières et les glissements et formes d'érosion hydriques de types ravinement, caractérisés par la mise à nu des sols et des limites plus nettes seront assez correctement délimités. Dans tous les cas, les limites devront faire l'objet d'une vérification sur le terrain pour valider le résultat.

. La méthode

La méthode se décompose en 3 étapes après l'acquisition et le stockage des données dans un format de type numérique en mode matriciel :

- correction géométrique des images,
- seuillage / binarisation,
- interprétation des images.

. Exemples de cartographies statiques et dynamiques

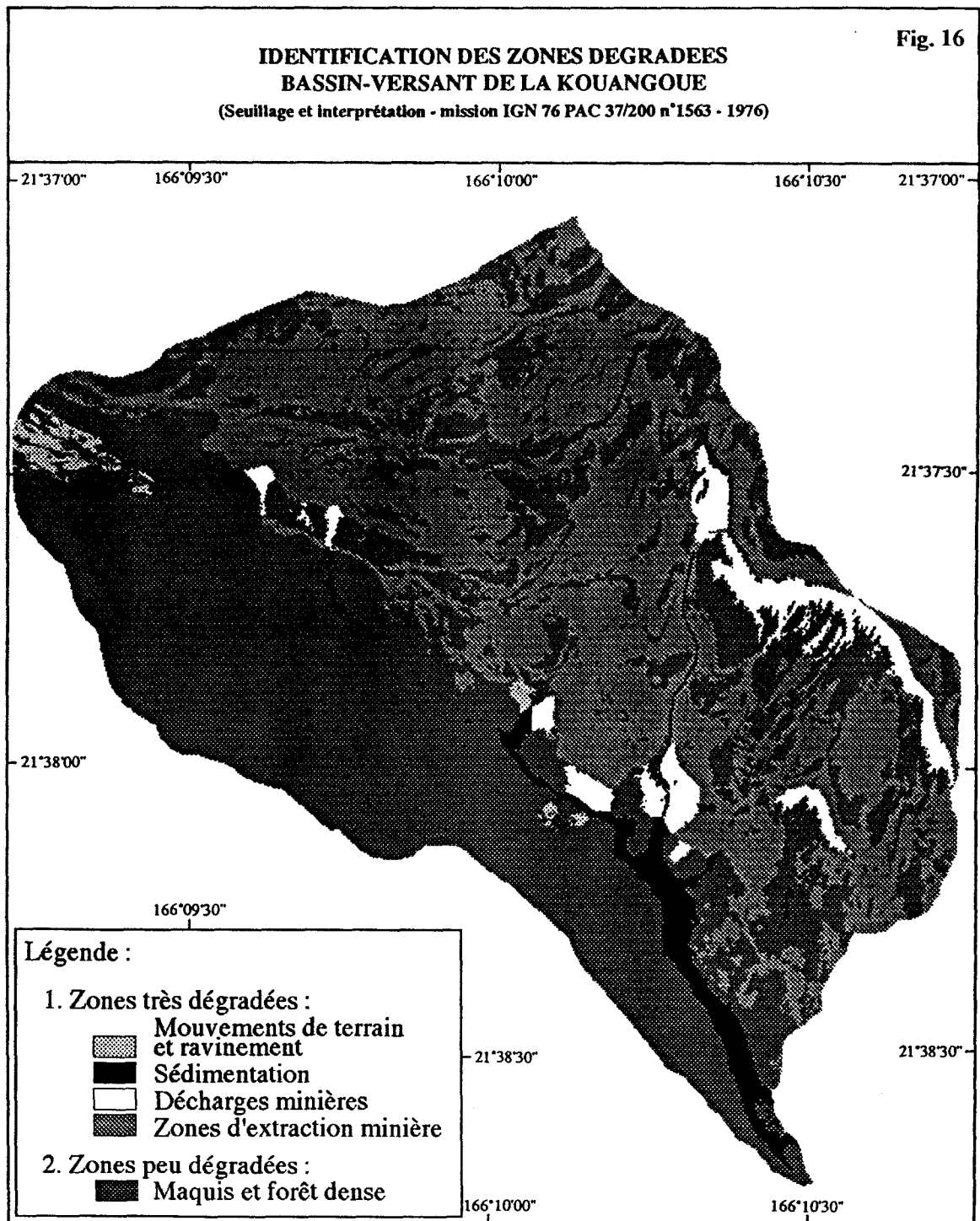
. Exploitation minière et instabilité des terrains sur le bassin-versant de la Kouangoué (Bassin-versant de la Thio; Mission IGN 76PAC37/200, n°1563)

La cartographie des zones instables permet de définir 3 milieux (les zones d'extraction minières, les décharges minières sur versants et les lits fluviaux), où les conditions et types de processus d'ablation et de sédimentation devraient être sensiblement différents (Fig 16).

Le seuillage regroupe ces 3 milieux en une seule classe qui représente 42.8 % de la superficie totale du bassin. Il convient alors de discriminer les divers milieux instables par les techniques d'interprétation visuelle précédemment définies.

Les milieux de sédimentation présentent un indice d'allongement élevé ($K_H > 2$), d'autant plus élevé que la longueur de l'unité est grande (Tab. 5). Ils se caractérisent par un gris très clair, voire du blanc, avec dans sa partie aval, large de 90 mètres au maximum, un réseau hydrographique à plusieurs branches, mobile lors des fortes crues (comparaison avec la photographie aériennes de 1988, Cabinet Grand, n° 1868).

Les formes que dessinent les décharges minières sont en général plus compactes ($1 < K_H < 2$), bien que parfois allongées (unité 4, $K_H = 3$). Ces dernières sont disposées



sur les versants très pentus. Des stries sont visibles à la surface de certaines décharges, témoins des formes d'incision liées à la concentration des eaux. L'indice K_H , qui a été également calculé à partir de l'image SPOT de 1986, se traduit par des résultats similaires à ceux définis à partir des photographies aériennes (fort indice pour les unités relatives à la sédimentation fluviale, plus faibles indices pour les décharges minières). Une seule unité n'a pu être définie à partir de l'image SPOT (unité 2 : sédiment) en raison de la faible largeur de la zone de dépôt.

Dans la partie supérieure du bassin-versant, en rive droite, et de part et d'autre des routes d'accès aux mines, des formes d'érosion linéaire lacèrent les versants. Les premières sont d'assez grandes ampleurs (longueurs maximales atteignant 400 mètres) par rapport aux formes linéaires construites par les décharges minières sur les versants (longueurs maximales avoisinant les 140 m).

Unité	SPOT			Photographies aériennes		
	L1	l1	K_H	L1	l1	K_H
Sédimentation						
1	25	6	4.17	112	47	2.38
2	-	-	-	44	6	7.33
3	75	7	10.71	302	23	13.13
Décharges minières						
4	9	3	3.00	27	9	3.00
5	8	5	1.60	27	23	1.17
6	7	4	1.75	22	12	1.83
7	5	4	1.25	23	20	1.15

L et l sont exprimés en nombre de pixels

Indice d'allongement de HORTON $K_H = L/l$

Tab. 5 : CARACTERISTIQUES MORPHOMETRIQUES DES DECHARGES MINIERES ET ZONES DE SEDIMENTATION SUR LE BASSIN DE LA KOUANGOUÉ

. Les instabilités de la région de Thio : Indice de brillance et indice de végétation

L'image SPOT du 9 Octobre 1986 couvre l'ensemble de la région de Thio, région très touchée par l'exploitation minière à ciel ouvert du minerai de nickel et par quelques mouvements de terrain de grande ampleur. L'ensemble de ces dégradations se traduit par une disparition du couvert végétal et son remplacement par des sols nus. Afin d'accentuer les contrastes entre les zones instables et celles qui ne sont pas ou peu touchées par les formes d'instabilités, deux indices ont été calculés à partir des trois canaux bruts de l'image SPOT : l'indice de végétation et l'indice de brillance. Le premier indice est de la forme $(XS3 - XS2)/(XS3 + XS2)$. Cet indice a l'avantage d'être indépendant des effets d'éclaircissement (pente et orientation), importants dans une région de montagne comme la région de Thio. L'indice de brillance s'écrit $IB = XS2/XS1$. Les

deux néo-canaux (le résultat des indices) sont ensuite combinés. Des zones identifiées visuellement comme instables sont sélectionnées et les comptes numériques identiques à ceux des points ou zones instables sélectionnées dans les deux néo-canaux sont ensuite recherchés automatiquement dans l'ensemble de l'image. L'étape suivante vise à discriminer les zones minières et les zones d'alluvionnement par interprétation visuelle de l'image et confrontation de l'image SPOT avec un ensemble de photographies aériennes de la zone étudiée (carte hors texte).

. Les glissements de terrain sur la haute Lungga et la haute Ngalimbiu

Le document cartographique (Fig. 17) est représentatif des types de glissements de terrain survenus sur la haute Lungga et le haut bassin de la Ngalimbiu, à la suite du cyclone NAMU les 18 et 19 Mai 1986. Sur les 1600 ha de la zone étudiée, 192 ha, soit 12 % présentent des caractères d'instabilité actifs (glissements de terrain et milieux de sédimentation). La plupart des glissements sont de faible ampleur mais affectent l'ensemble des versants.

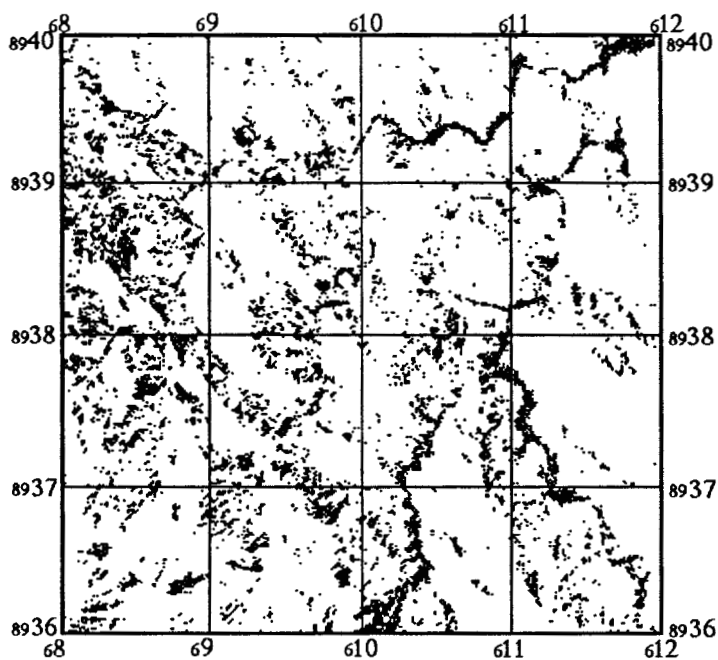
. Les glissements de terrain sur le bassin de la Tontouta : Essai de cartographie évolutive

Un premier essai de cartographie évolutive a été conduit sur une portion du bassin de la Tontouta (Nouvelle-Calédonie) à partir des canaux XS1 des images SPOT du 17 Juillet 1987 (Fig. 18) et du 02 Juillet 1992 (Fig. 19). Le choix s'est porté sur le premier canal de SPOT car il présentait le plus grand contraste entre les zones instables actives et les zones non instables. Pour les 2 canaux, la méthode suivante a été appliquée :

- rectification géométrique des 2 canaux XS1 par rapport au même référentiel géographique,
- sélection d'un seuil et binarisation de l'image,
- superposition des 2 canaux pour la mise en évidence des évolutions entre les deux dates.

La situation en 1987 permet de distinguer quelques petits sites d'exploitation minières associés à des décharges, des zones de sédimentation dans les principaux axes d'écoulement notamment, et un glissement d'assez grande ampleur dans le centre droit de la carte. La situation de 1992 est marquée par une évolution très nette des versants, se matérialisant par de nombreux glissements de terrain de petites tailles. La sédimentation en rivière s'accroît, tant sur le réseau secondaire que dans l'axe d'écoulement principal (Fig. 21).

**Fig. 17 : EROSION ET SEDIMENTATION SUR LE BASSIN-VERSANT DE LA NGALIMBIU
(ILES SALOMONS - GUADALCANAL)
SUITE AU CYCLONE NAMU (18 - 19 MAI 1986)**



Forêt	88 %	1408 ha
Glissements de terrain et sédimentation	12 %	192 ha



Un tel document suscite nombres de réflexions, tant sur le plan de la qualité cartographique, que sur le plan de la thématique :

- Les limites, telles qu'elles sont définies avec cette méthode, sont-elles exactes ? Ne peut-il y avoir une sous-évaluation ou une surévaluation des zones instables ?

- Les glissements survenus entre les deux dates sont -ils liés à un seul événement climatique, et si oui lequel ?

- Quel peut être le rôle de l'Homme dans ce type de glissement (si il en a un) ?

Nous allons essayer de répondre à la première de ces questions en utilisant une autre méthode de pré-traitement des données, l'analyse en composante principale, avant de passer à l'étape de l'interprétation visuelle.

. Troisième méthode : De l'analyse en composante principale (A.C.P.) à une cartographie des formes d'instabilités

. Les méthodes

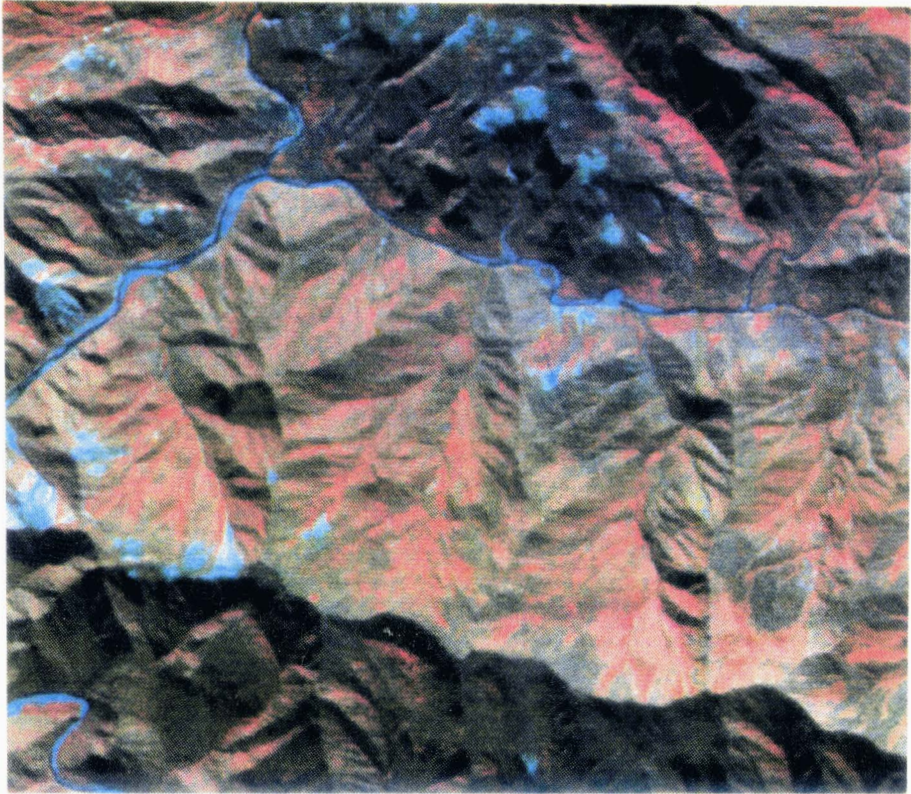
Deux manières d'aborder le problème sont possibles après la correction géométrique des données SPOT :

- La première étudie **séparément** les 2 images et recherche par l'ACP le facteur qui mettra le plus en évidence les zones correspondant aux secteurs instables pour chacune des deux dates;

- La deuxième prend en compte simultanément les canaux XS1 des images de 1987 et 1992 ainsi qu'un troisième canal. Une ACP sera calculée afin de mettre en évidence les zones d'instabilité que l'on retrouve pour les deux dates et les secteurs instables identifiés seulement en 1992 et caractérisant l'évolution du milieu d'un point de vue morphodynamique.

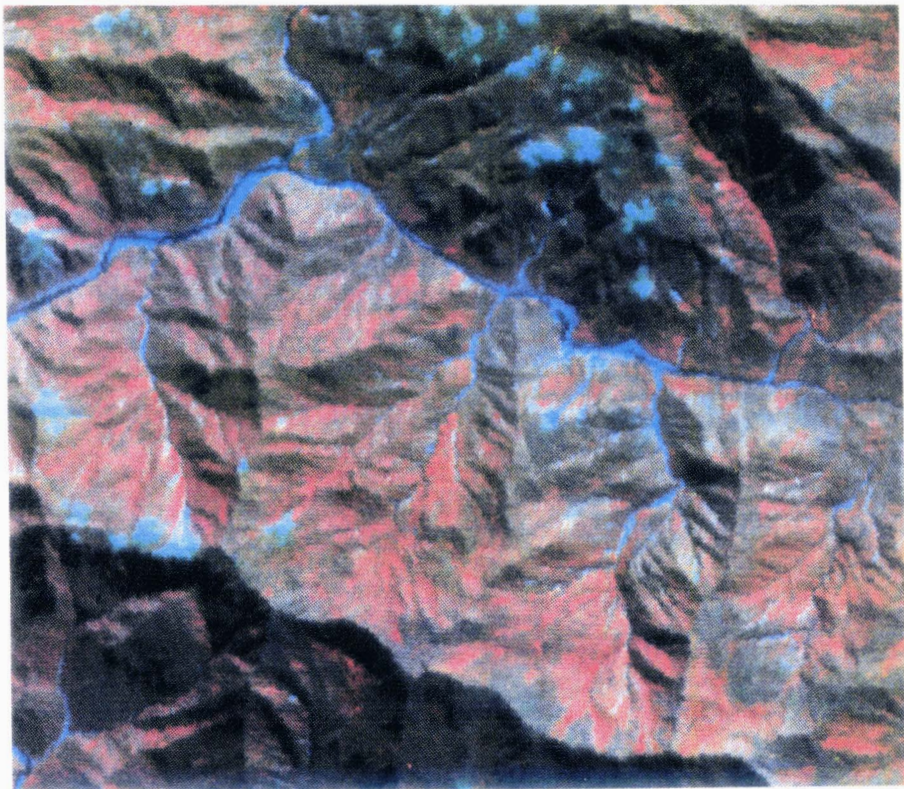
Dans les deux cas, un seuillage et une interprétation visuelle des images résultats (les composantes principales), les plus intéressantes quant à la problématique, seront entreprises.

. Les glissements de terrain du bassin de la Tontouta : ACP et cartographie évolutive



BASSIN-VERSANT DE LA TONTOUTA-SECTEUR KALOUEHOLA
COMPOSITION COLOREE DE L'IMAGE SPOT DU 17 JUILLET 1987

Fig. 18



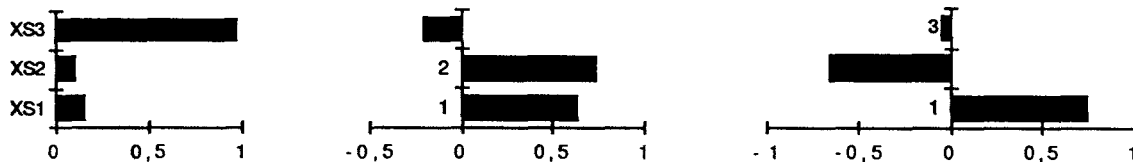
BASSIN-VERSANT DE LA TONTOUTA-SECTEUR KALOUEHOLA
COMPOSITION COLOREE DE L'IMAGE SPOT DU 02 JUILLET 1992

Fig. 19



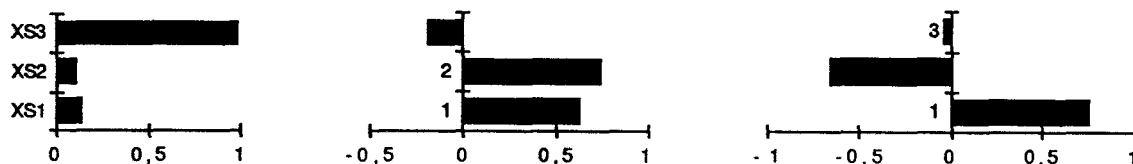
Fig. 20 : STRUCTURE DES TROIS FACTEURS D'UNE ACP
(Bassin-versant de la TONTOUTA)

1 - ACP des 3 canaux SPOT de l'image du 17/07/87



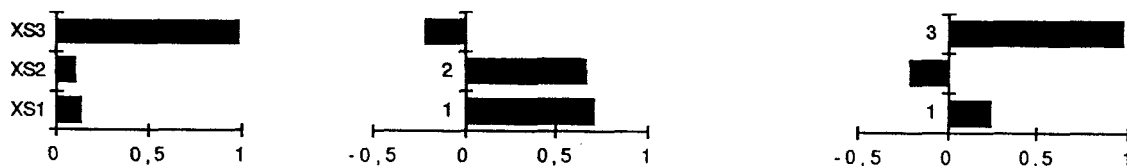
FACTEURS	Facteur 1	Facteur 2	Facteur 3
XS1	0,1699	0,6393	0,7499
XS2	0,1165	0,7426	-0,6595
XS3	0,9786	-0,1994	-0,0516
% VARIANCE	92,29	7,7	0,01

2 - ACP des 3 canaux SPOT de l'image du 02/07/1992



FACTEURS	Facteur 1	Facteur 2	Facteur 3
XS1	0,1449	0,6378	0,7565
XS2	0,1161	0,7483	-0,6531
XS3	0,9826	-0,1825	-0,0344
% VARIANCE	90,67	9,08	0,25

3 - ACP des canaux XS1 (images de 1987 et de 1992) et XS3 (image de 1987)

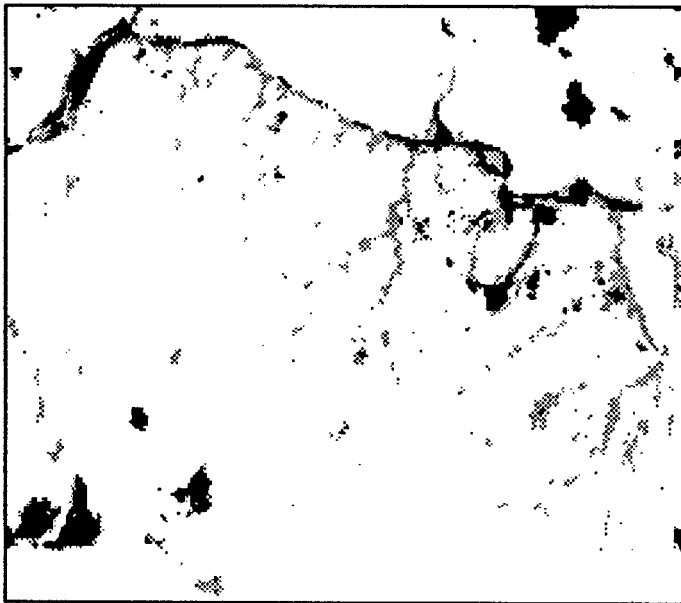
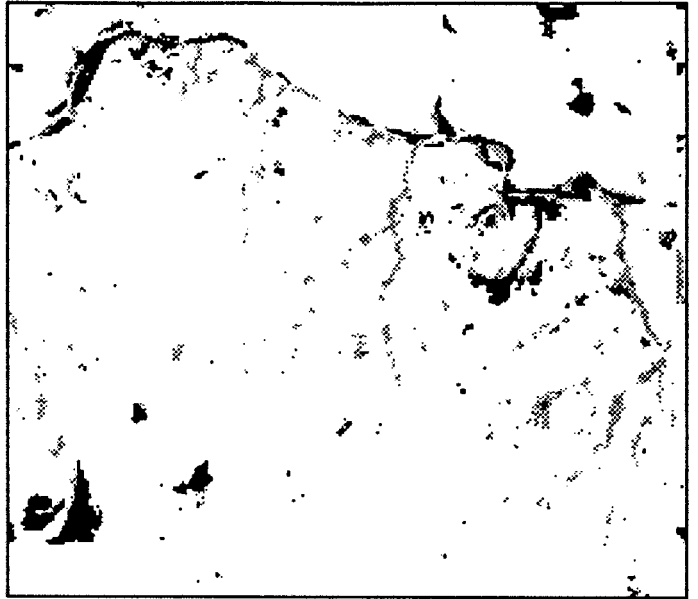


FACTEURS	Facteur 1	Facteur 2	Facteur 3
XS1	0,1682	0,708	0,251
XS2	0,1248	0,6749	-0,2079
XS3	0,9778	-0,2079	0,9778
% VARIANCE	93,52	5,76	0,72

CARTOGRAPHIE EVOLUTIVE
(Bassin-versant de la Tontouta)

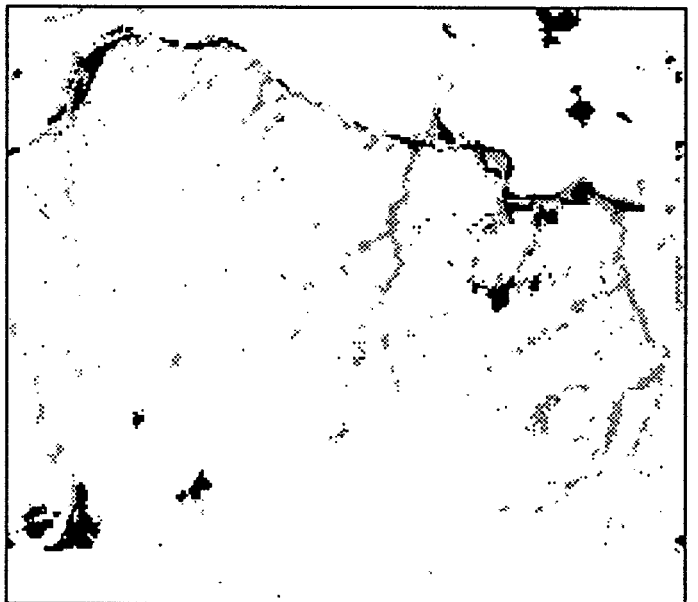
Fig. 21

Seillage et combinaison des canaux XS1
des images des 17/07/87 et 02/07/92





Seillage et combinaison des composantes 2
des ACP des images de 1987 et 1992

Seillage et combinaison des composantes 2 et 3
de l'ACP des canaux XS1 (87/92) et XS3 (87)



Légende :

-  Zones instables en 1987 et 1992
-  Zones instables en 1992



Pour obtenir une bonne structuration des données en plusieurs composantes ou néo-canaux, décorrélés les uns des autres, trois analyses en composante principale ont été réalisées en prenant en entrée d'analyse les canaux bruts des images SPOT du 17/07/87 et du 02/07/92 :

- ACP de l'image multispectrale de 1987,
- ACP de l'image multispectrale de 1992,
- et ACP d'une image composée des canaux XS1 des images de 1987 et 1992 et du canal XS3 de l'image de 1987.

Dans les trois cas, les deux premiers facteurs expliquent plus de 90 % de la variance (Fig. 20). Les graphiques représentent les valeurs des vecteurs propres, positives (vers la droite jusqu'à +1) et négatives (vers la gauche jusqu'à -1) pour chacun des 3 facteurs.

Les deuxièmes facteurs des ACP87 et ACP92 font surtout ressortir les effets de brillance des surfaces "minéralisées" (fortes luminances des canaux XS1 et XS2), opposées aux très fortes luminances du canal XS3 (végétation dense). Le seuillage des deux facteurs et leur superposition permettent de saisir les évolutions de versant enregistrées entre ces deux dates.

Dans le cas de la troisième ACP, qui regroupe en entrée les canaux XS1 des images de 1987 et 1992 et XS3 de l'image de 1987, les deux derniers facteurs de l'ACP sont, quant à notre problématique, les plus intéressants, le premier facteur exprimant avant tout les effets des surfaces "végétalisées" (opposition entre les très fortes et très faibles luminances du canal XS3). Le facteur 2 oppose, à l'instar des deux précédentes ACP, les fortes luminances des canaux XS1 et les fortes luminances du canal XS3. Le facteur 3 traduit l'évolution des surfaces "minéralisées" entre 1987 et 1992, opposant ainsi, au sein des fortes luminances des canaux XS1, les zones radiométriquement stables et les zones en évolution. Un second seuillage est réalisé après avoir combiné les composantes 2 et 3.

Les différentes méthodes (seuillages des néo-canaux créés à partir d'une ou plusieurs A.C.P.) permettent de définir des milieux peu évolutifs à forte luminance entre 1987 et 1992 (canaux bruts) et des zones caractérisées par de fortes modifications entre les deux dates (fortes luminances en 1992 seulement). L'ensemble de ces unités recouvre à la fois des milieux à forte instabilité géomorphologique (glissements de terrain, lits fluviaux) et des zones anthropisées (plateformes minières). Une interprétation visuelle permet de discriminer ces différentes classes. On retrouve globalement les mêmes unités et le même type d'évolution avec cependant quelques nuances selon la méthode utilisée. Si les limites des grandes unités sont sensiblement les mêmes, les petits objets sont plus ou moins bien discriminés.

Conclusion : Atouts et limites de l'interprétation visuelle des photographies aériennes et des images satellitaires dans une étude de géomorphologie dynamique.

Différentes approches de pré-traitement des données images et d'interprétation visuelle ont été développées au cours de ce travail :

- amélioration de qualité visuelle de l'image (rectification géométrique, modifications de la dynamique des images) et identification visuelle des limites de classes,
- identification semi-automatique des limites par la technique du seuillage et interprétation des unités définies,
- et application des ACP pour optimiser l'aspect visuel des images et interprétation visuelle des néo-canaux.

Les atouts :

L'analyse, qui repose sur la texture, la teinte et la structure des images, permet :

- la localisation des principaux phénomènes d'érosion, les données SPOT donnant une vision régionale des problèmes et les photographies aériennes une vision locale. Les données images facilitent en outre l'accès à l'information concernant des régions inhospitalières;
- et la cartographie des évolutions spatio-temporelles de diverses formes morphodynamiques.

Ces informations numériques et cartographiques peuvent être stockées dans une banque de données spatialisées. Elles orientent par ailleurs les recherches sur le terrain.

Les limites :

Quelques limites se dégagent cependant. Certaines sont inhérentes au système d'acquisition des images. De la résolution des images dépend en effet la précision de la carte de localisation des phénomènes. D'autres sont liées à la nature ou à l'âge des instabilités de terrains. Il sera ainsi plus difficile de définir des limites exactes pour le ruissellement des eaux de surface (fondu dans les teintes) et de localiser les phénomènes passés (recolonisation des zones récemment mises à nues par la végétation, estompage ou effacement des caractéristiques topographiques des formes d'instabilités les plus anciennes) et qui sont indispensables à connaître pour une bonne appréciation des risques. L'interprétation visuelle, qui dépend des connaissances du thématicien et de sa pratique, constitue également, à certains égards, un facteur limitatif (erreurs d'interprétation ou d'identification des limites), la perception des objets géographiques étant plus subjective qu'une identification automatique.

Le caractère numérique des données images, peu exploité jusqu'à présent au cours de cette recherche, permet toutefois de réaliser des classifications de pixels et par là, lever les erreurs ou imperfections d'interprétation liées au jugement du thématicien.

I.2.2 L'ANALYSE NUMERIQUE MULTISPECTRALE

I.2.2.1 LES FONDEMENTS DE L'ANALYSE NUMERIQUE DES IMAGES MULTISPECTRALES

. L'analyse par apprentissage à partir de sites test

L'analyse par "apprentissage" de chaque objet géographique à discriminer, consiste à caractériser chaque objet par un certain nombre de paramètres statistiques élémentaires relatifs à l'ensemble des pixels qui composent les zones test (*training fields* en anglais). Ces zones test, appelées aussi "polygones d'entraînement" ou "zones de référence", visent à préciser le degré d'homogénéité de chaque unité à partir des réponses spectrales des pixels dans chacun des canaux.

Les zones d'apprentissage sont définies comme homogènes par le thématicien d'après les cartes existantes, les photographies aériennes et les données de terrain connues. Le repérage des unités se fait à l'écran et le choix des classes d'objets à discriminer sont établies par le thématicien d'après la taxonomie en vigueur dans sa discipline. Les zones de référence constituent ainsi un échantillon bien délimité et d'assez petite taille afin d'éviter une trop grande hétérogénéité des réponses spectrales. La représentativité des zones tests et des signatures spectrales n'est bien entendu pas universelle et n'est valable le plus souvent que sur la base d'un même milieu et pour un moment déterminé (celui de l'acquisition des données images). Les réponses spectrales, pour un même objet varient en effet en fonction de divers paramètres qui dépendent à la fois des conditions d'acquisition et surtout de l'objet lui-même (les variations de l'humidité d'un sol et de l'éclairement solaire modifient par exemple les réponses spectrales des objets).

Un certain nombre de paramètres statistiques, destinés à caractériser les objets sont alors calculés à partir des valeurs de luminance¹ qui constituent l'objet à identifier :

- minimum et maximum pour chaque classe dans les 3 canaux,

¹ Luminance : Le terme de luminance désigne habituellement une grandeur physique exprimée en $W.m^{-2}.sr.\mu m^{-1}$. et correspond ici aux comptes numériques définis en unités arbitraires codées de 0 à 255 dans les 3 canaux bruts de SPOT.

- moyenne, médiane et écart-type pour les 3 canaux,
- matrice de corrélation,
- et histogramme des fréquences absolues des niveaux de luminance pour chaque canal.

L'homogénéité des zones test se manifeste par des histogrammes de fréquences de type gaussien et un faible écart-type. L'hétérogénéité se traduit à l'inverse par des histogrammes plurimodaux et des écarts-types élevés. Si l'hétérogénéité peut être liée à une erreur de localisation des sites test, elle peut aussi résulter d'une cause "naturelle". L'unité à discriminer est alors composée de plusieurs éléments de réponses spectrales différentes.

Une fois que la caractérisation spectrale des classes à discriminer et que l'homogénéité de chacun des objets sont testés, 2 types de techniques permettent de regrouper les pixels : les classifications non assistées et les classifications assistées.

. Les principes de traitement

Ces méthodes visent à affecter chaque pixel d'une image multispectrale à une classe. Elles reposent sur différents types de données :

- des données radiométriques brutes (les différents canaux de l'image),
- des néo-canaux, créés à partir des canaux initiaux, par combinaison de canaux bruts (indice de végétation, indice de brillance) ou par une ACP par exemple,
- des données satellitaires du même capteur à des dates différentes pour une analyse multitemporelle, ou d'un autre type de capteur,
- et des données issues d'un modèle numérique de terrain pour corriger les effets liés à l'éclairement ou pour discriminer des sous-classes au sein d'une entité définie à partir d'une classification de données satellitaires.

Les deux derniers types de données doivent impérativement être corrigés géométriquement pour être superposables.

I.2.2.2 APPLICATIONS DE L'ANALYSE NUMERIQUE MULTISPECTRALE EN VUE D'UNE IDENTIFICATION DES ZONES INSTABLES

. Classification non assistée : Les problèmes de sédimentation et d'ablation liés au cyclone NAMU (Mai 1986) aux Iles Salomon

Dans le domaine des classifications non-assistées, les méthodes les plus utilisées sont les "nuées dynamiques" qui utilisent différentes distances (Euclide, Khi 2, Sebesteen) et les "classifications ascendantes hiérarchiques".

. La méthode de classification ascendante hiérarchique

L'établissement d'une classification ascendante hiérarchique utilise l'algorithme décrit par Jambu, et procède pour cela en deux étapes (RICHARDS J.A., 1986). Dans un premier temps, les distances mutuelles des N points du nuage d'un espace à deux dimensions (les deux premiers facteurs de l'analyse en composante principale), sont calculées. La distance choisie est la distance Euclidienne. A chaque itération, le couple de points donnant la plus petite distance est recherché. Les deux points dont la distance est minimale sont agrégés puis remplacés par leur barycentre. Le nombre de points du nuage est donc réduit de un à chaque itération et le programme continue jusqu'à n'avoir plus qu'un seul point dans le nuage. A chaque itération, l'état du processus est mémorisé afin de construire par la suite un arbre d'agrégation. L'analyse de l'arbre d'agrégation permettra de choisir le nombre de classes et d'effectuer les regroupements souhaités en affectant une couleur à chacune des classes ainsi formées. L'identification des classes se fait donc *a posteriori*. En résumé, les diverses étapes d'une classification ascendante hiérarchique sont les suivantes :

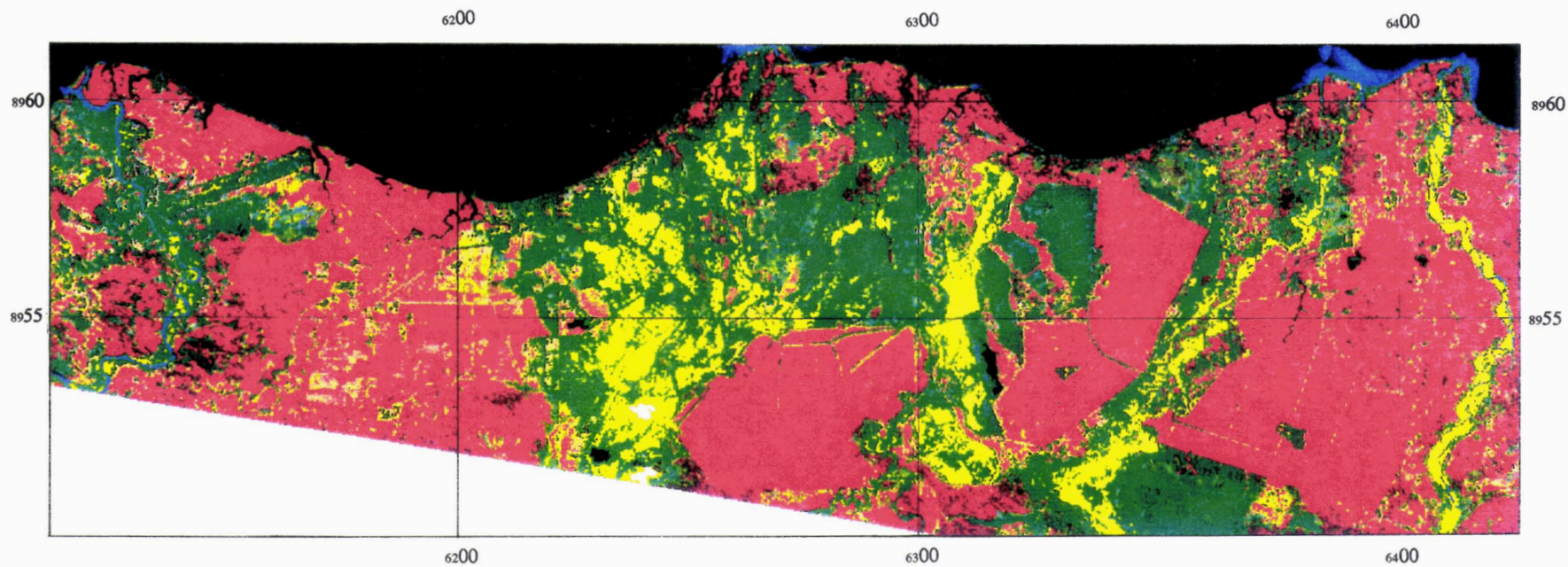
- composition colorée,
- analyse en composante principale,
- classification ascendante hiérarchique,
- correction géométrique,
- et habillage de l'image.



. Les problèmes de sédimentation dans la plaine de Guadalcanal et sur le littoral suite au cyclone NAMU des 18 et 19 Mai 1986

Les résultats de la classification ascendante hiérarchique (Fig. 22) ont surtout mis l'accent sur les zones à fortes luminances en discriminant deux classes. La première des unités se localise plus particulièrement dans le lit mineur des rivières suivantes : d'Est en Ouest, la Mbokokimbo, la Mberande, la Mbalisuna et la Lungga. Elle déborde largement dans le lit majeur pour les autres cours d'eau (la Matepono et la Ngalimbiu). Mais le lit majeur est généralement occupé par la deuxième unité (le cours d'eau actuel aussi). Si la première unité correspond bien à une réalité géomorphologique (importante sédimentation ou ablation), la deuxième, de définition plus complexes, décrit schématiquement les milieux où la sédimentation et les processus d'ablation sont moins importants, mais comporte nombre d'imperfections. Si l'on compare le document avec la carte de l'aléa "inondation" établie par le D.S.I.R (Division of Land and Soil Sciences) de Nouvelle-Zélande, après le passage du cyclone NAMU, la première classe

Fig. 22

ESSAI D'IDENTIFICATION DES CONSEQUENCES GEOMORPHOLOGIQUES DU CYCLONE NAMU (13 MAI 1986)
SUR LA PLAINE NORD DE GUADALCANAL A PARTIR DE L'IMAGERIE SPOT (30/06/1986)



-  Ablation ou sédimentation très importante
-  Ablation ou sédimentation faible



correspond aux zones de fort aléa (période de retour annuelle) à moyen aléa (période de retour de 50 ans) d'inondation. Les secteurs à très fort aléa tels qu'ils ont été définis par TRUSTRUM N.A et *al* (1989) recouvrent à la fois les chenaux de rivières, les lignes de drainage et les zones de marais et d'estuaire. Les zones à fort aléa concernent les chenaux et méandres abandonnés, les marais près des deltas. Les milieux à aléa modéré sont les plaines alluviales stables, les terrasses en général et les plages littorales stables. Les secteurs à aléa faible correspondent aux levées et plaines alluviales près des collines qui précèdent les zones montagneuses. La deuxième classe correspond aux aléas moyens à faibles et parfois aux zones hors d'eau. Toutes les zones inondables ne sont pas cartographiées correctement. Les milieux à fort couvert végétal (palmeraie, mangrove) qui apparaissent en rouge vif sur la composition colorée, ont été en grande partie inondés eux aussi. Ce premier document d'étude laisse ainsi entrevoir les problèmes relatifs à l'impact cyclonique en zone basse, problèmes d'inondation d'une part, mais également conséquences géomorphologiques d'autre part. Il ne peut être considéré comme une cartographie thématique définitive mais seulement comme un document de travail.

. Reconnaissance des sources majeures d'érosion sur le bassin-versant de la Thio

Un essai de cartographie automatique a permis (image SPOT du 9 Octobre 1986) de dégager différents états de surface dans le secteur des mines Bel-Air et Bornet (B.V de la Thio - Fig. 23) :

- sols et roches à nu (mines, phénomènes d'instabilité et alluvions)
- prairies et champs cultivés
- savanes et maquis miniers
- forêts denses.

La classe "sols et roches à nu" est assez bien discriminée mais d'autres types de milieux (routes, zones dégradées par le feu) peuvent lui être rattachées. Ce document illustre bien toutefois ce qu'il est possible de cartographier de manière semi-automatique, après quelques contrôles de terrain *a posteriori*. Dans ce secteur, fragilisé par l'ouverture des mines, les surfaces dégradées ou remaniées apparaissent assez nettement, qu'il s'agisse des plateformes minières, des pistes d'accès aux zones d'extraction ou des déblais, ou encore des zones fortement instables sur versant (glissements de terrain) ou sur faibles pentes (alluvions). Si les mines, les instabilités de versant et les alluvions récentes présentent parfois les mêmes signatures spectrales, leurs localisations et leurs formes permettent de différencier visuellement :

- les plateformes minières, grands replats en altitude,
- les décharges minières encore peu actives, étroites en pied et à la périphérie des plateformes,
- les "ravines" actives au tracé linéaire entre plate-forme et vallée alluviale,

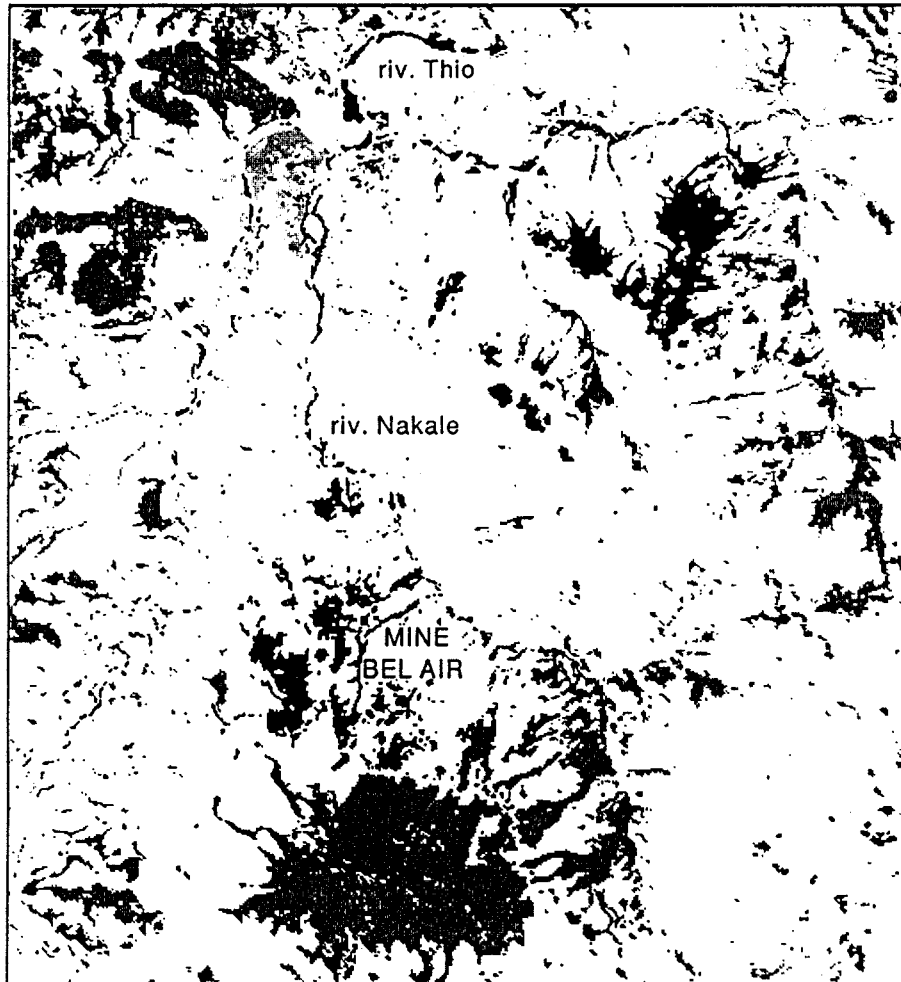






Fig. 23

CLASSIFICATION ASCENDANTE HIERARCHIQUE : MINE BEL AIR

-  prairies et champs cultivés
-  savanes et maquis minier
-  forêts
-  mines et alluvions



- et les zones de sédimentation dans les principales rivières (Nakalé, Nembrou, Kuenthio et Thio).

. Classification assistée

. *La méthode des probabilités conditionnelles de BAYES*

La méthode se décompose en quatre étapes.

On procède au préalable à l'analyse des signatures spectrales des classes à identifier, à partir de parcelles représentatives. Elle permet de mieux définir les limites et caractériser les classes qui peuvent être trouvées par le traitement des données satellitaires et vérifie aussi l'homogénéité de chacune des classes à discriminer.

L'étape suivante classe les pixels selon la méthode des probabilités conditionnelles. Le classement "probabiliste" utilisant l'algorithme des probabilités conditionnelles, appelé également méthode de BAYES, s'apparente au concept plus général de la méthode du maximum de vraisemblance. L'objectif est de définir une probabilité pour un pixel d'appartenir à une classe. Le classement se fait alors dans la classe pour laquelle est atteint le maximum de vraisemblance. Si la probabilité d'appartenir à l'une quelconque des classes est insuffisante, les pixels peuvent ne pas être classés.

Une étude des relations entre transects radiométriques et les données de terrains est un moyen supplémentaire pour valider les unités spatiales définies sur les images classées.

L'image résultat est enfin corrigée géométriquement afin d'être présentée sous la forme d'un document cartographique (spatiocarte).

. *Le versant Nord-Ouest du Mont Ningua et les instabilités de terrain*

Les présentes données, qui ont déjà fait l'objet d'une interprétation visuelle, vont désormais être classées selon la procédure décrite ci-dessus.

1. Analyse statistique des réponses spectrales (image SPOT - 9 Octobre 1986)

Quatre classes ont pu être caractérisées par 3 paramètres déterminés à partir des zones test :

- la moyenne tronquée (exclusion des deux déciles extrêmes) dans chacun des canaux SPOT,

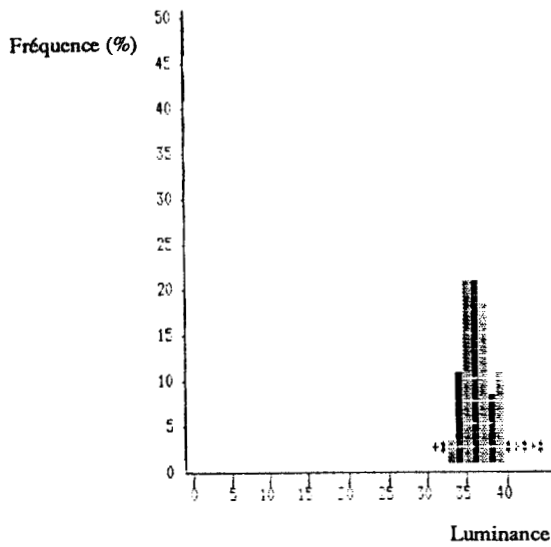
Fig. 24

**DENSITE DE DISTRIBUTION DANS LE CANAL XS1
DES VALEURS DE LUMINANCE DE QUELQUES CLASSES**

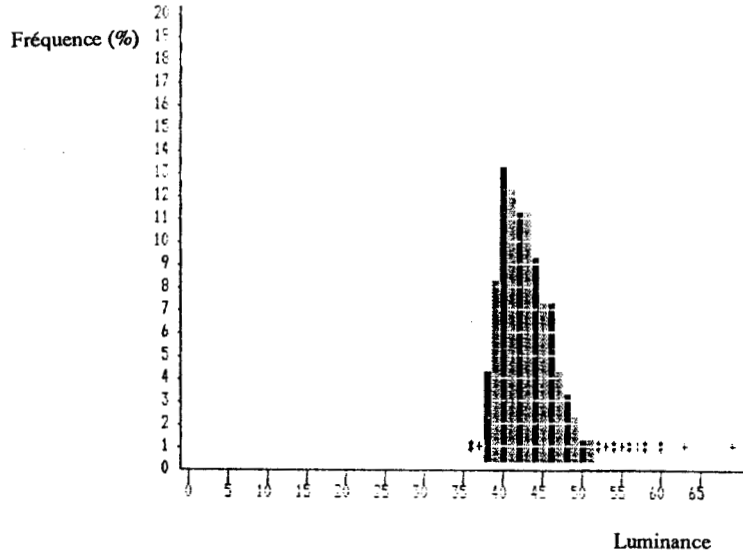
VERSANT NORD-OUEST DU MONT NINGUA

Image SPOT du 9 Octobre 1986

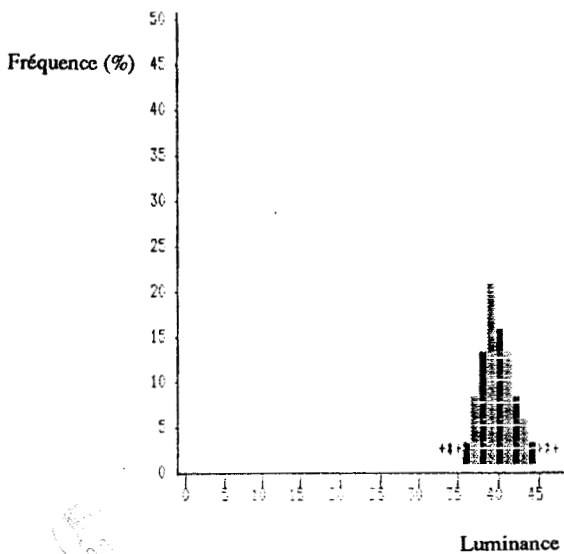
forêt



maquis



zones dégradées par le feu



sols nus

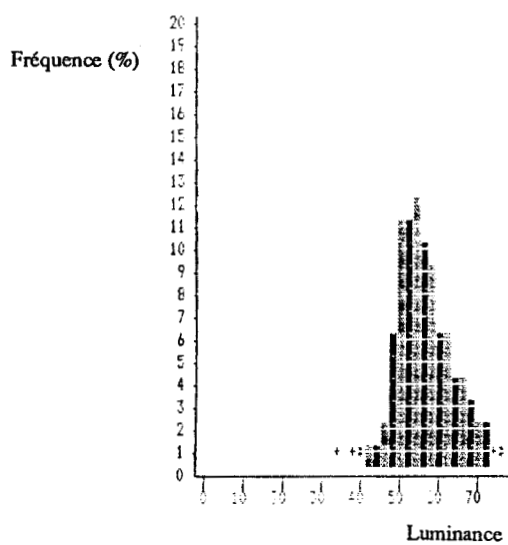


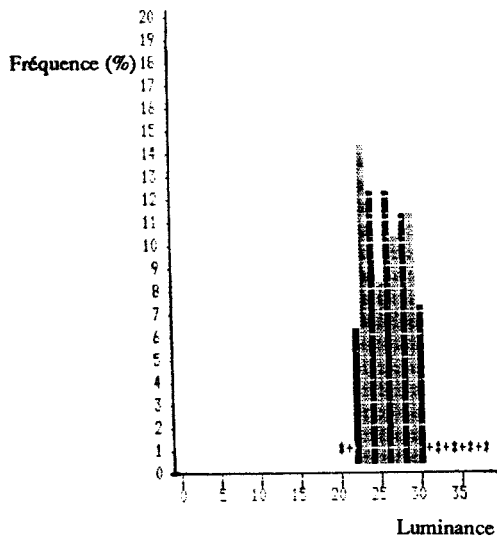
Fig. 25

**DENSITE DE DISTRIBUTION DANS LE CANAL XS2
DES VALEURS DE LUMINANCE DE QUELQUES CLASSES**

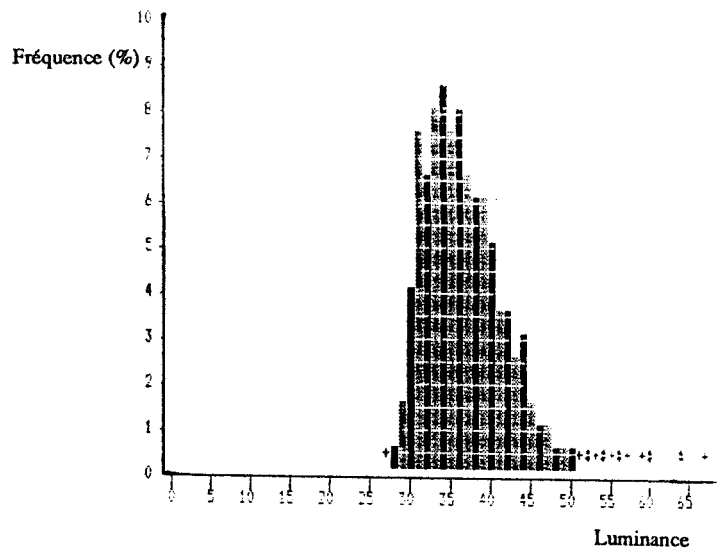
VERSANT NORD-OUEST DU MONT NINGUA

Image SPOT du 9 Octobre 1986

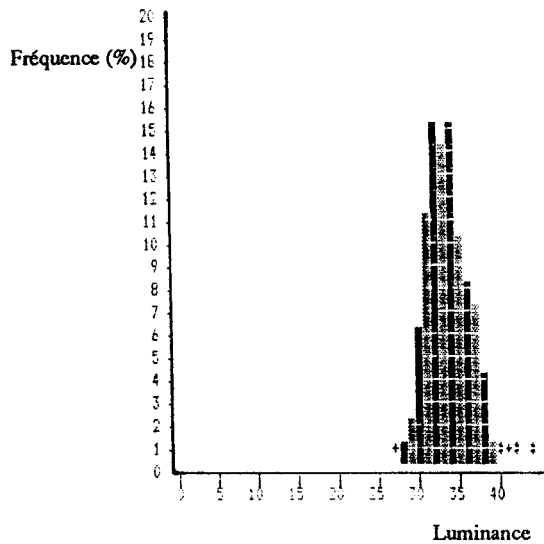
forêt



maquis



zones dégradées par le feu



sols nus

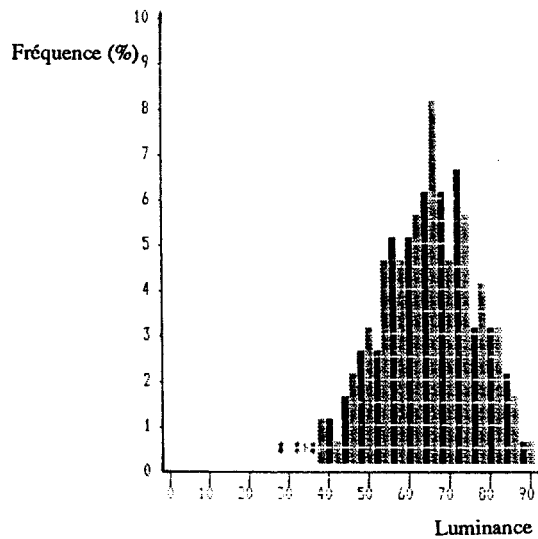


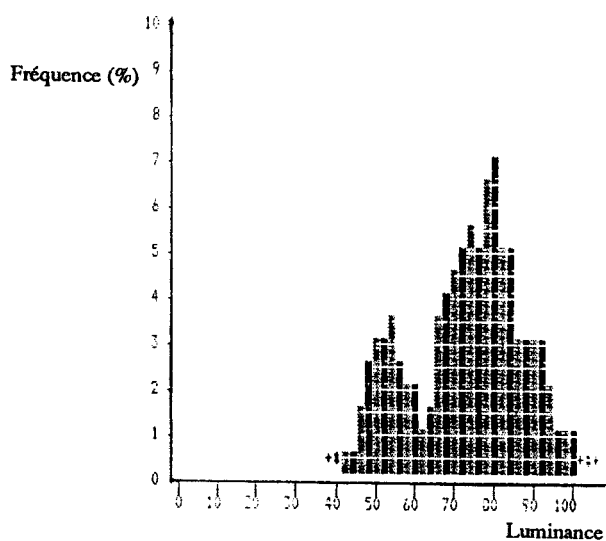
Fig. 26

**DENSITE DE DISTRIBUTION DANS LE CANAL XS3
DES VALEURS DE LUMINANCE DE QUELQUES CLASSES**

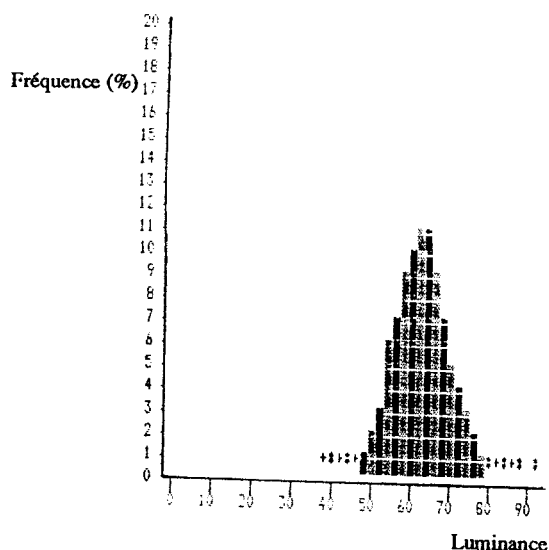
VERSANT NORD-OUEST DU MONT NINGUA

Image SPOT du 9 Octobre 1986

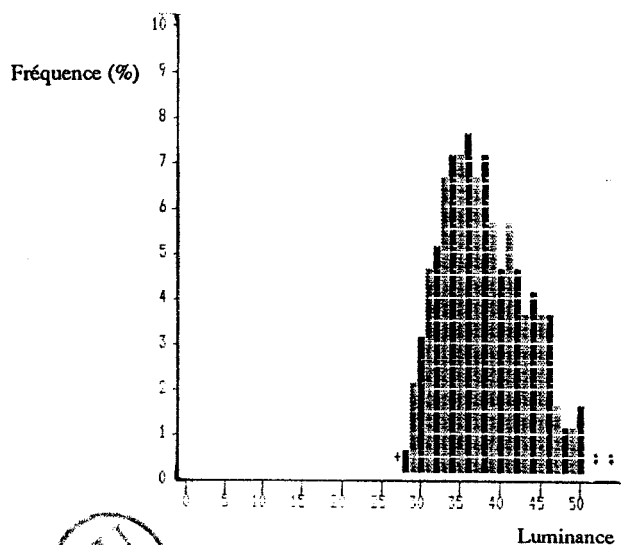
forêt



maquis



zones dégradées par le feu



sols nus

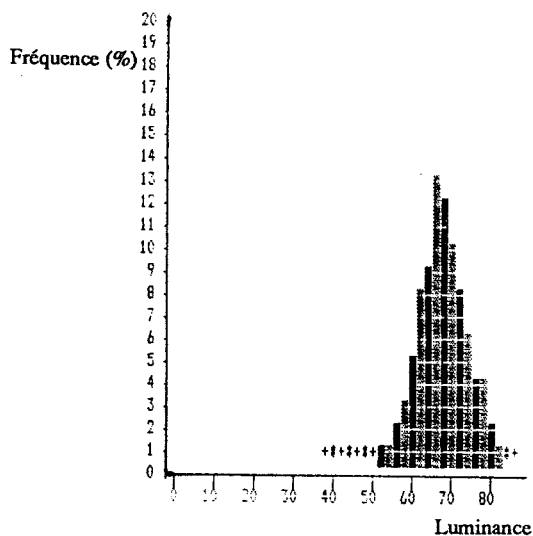
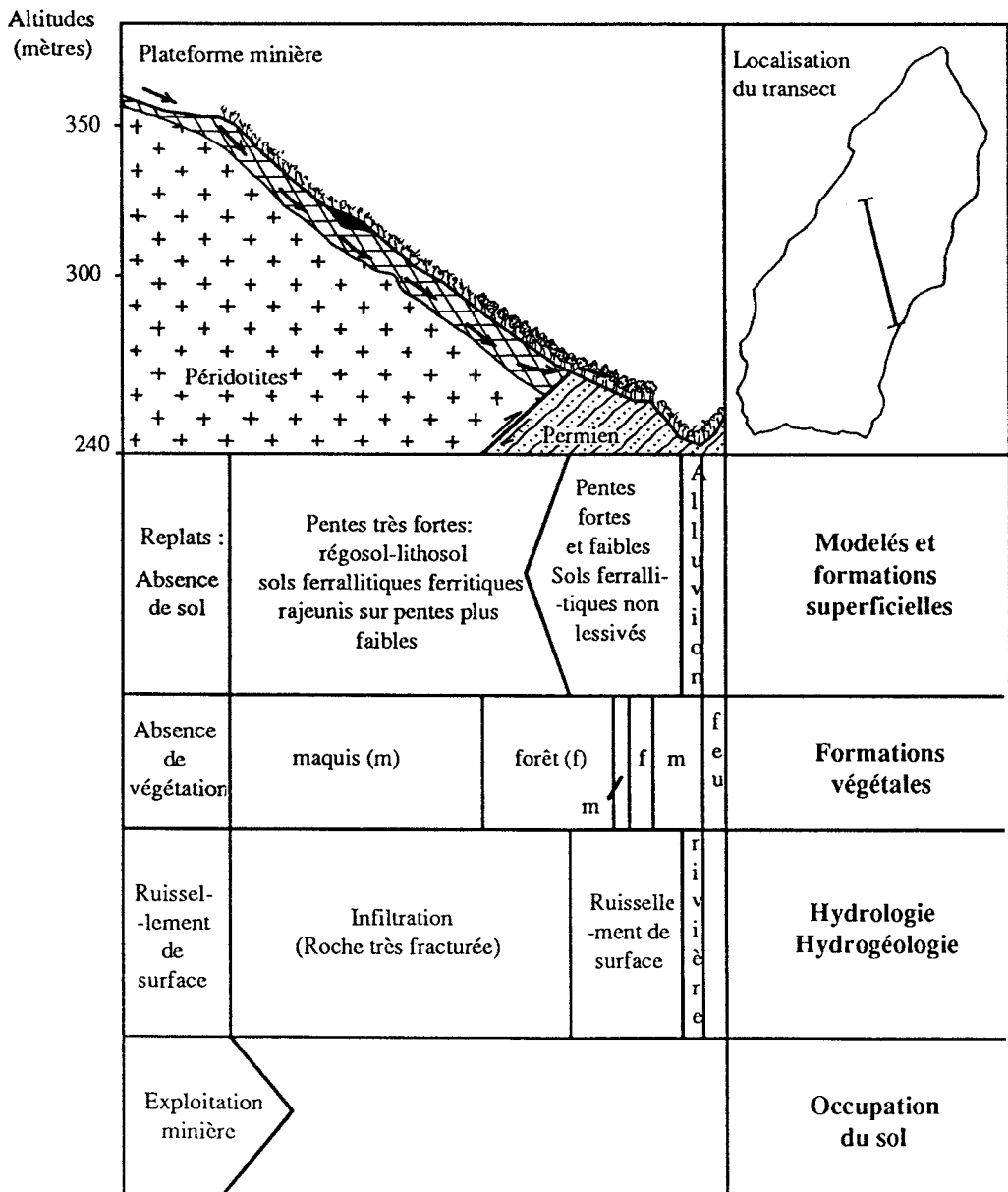
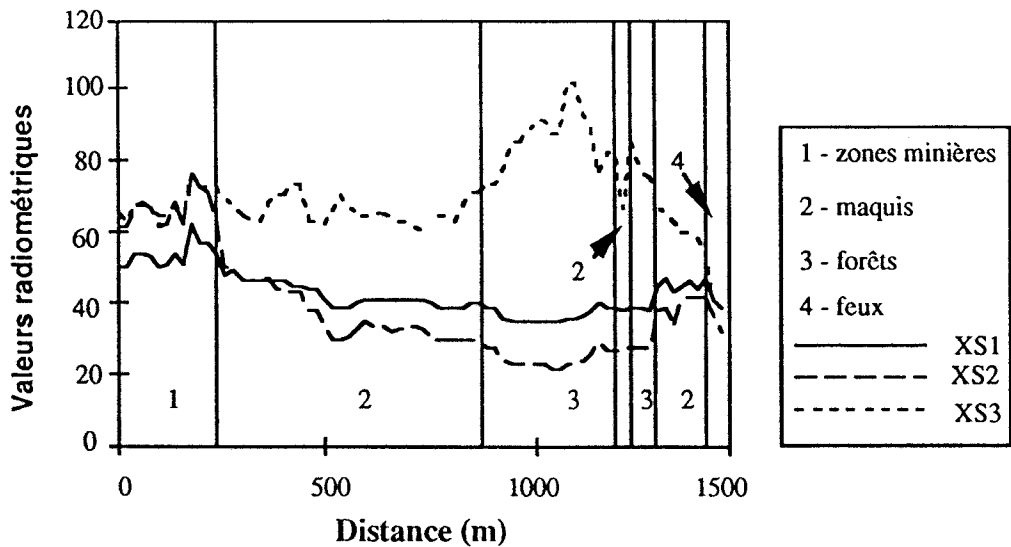


Fig. 27: TRANSECT RADIOMETRIQUE



- l'écart type,
- et la densité de distribution des valeurs de luminance de chaque classe dans les canaux bruts.

Les valeurs moyennes tronquées des luminances (fig. 28) montrent que :

- les sols nus se caractérisent par une valeur moyenne supérieure aux autres classes dans le visible,
- les sites dégradés par le feu, à l'inverse, présentent en moyenne de faibles luminances dans les 3 canaux,
- entre les deux extrêmes, la forêt dense et le maquis se caractérisent tout deux par d'assez faibles luminances dans le visible et de fortes luminances dans l'infra-rouge. Les valeurs moyennes relative à la forêt dense sont toutefois plus faibles que celles du maquis, dans le visible, mais plus fortes dans l'infra-rouge.

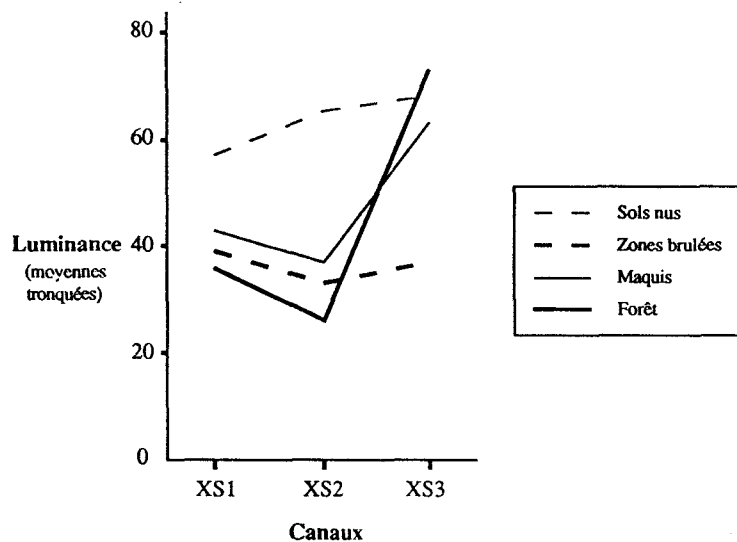
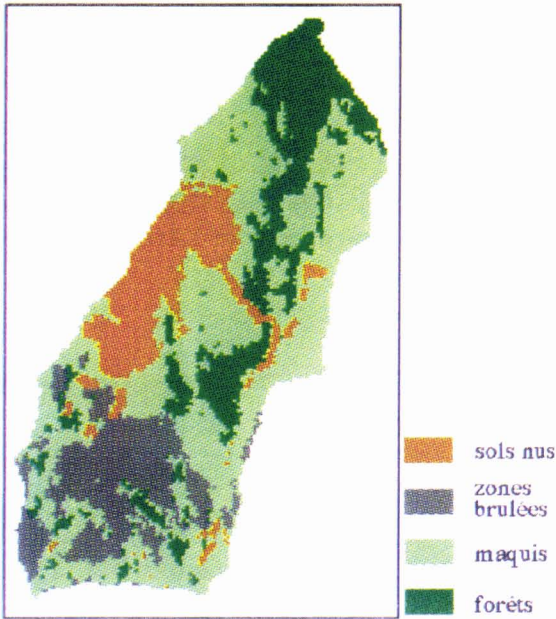


Fig. 28 : VALEURS MOYENNES TRONQUEES DES REPONSES SPECTRALES DE QUATRE CLASSES
(EXCLUSION DES DEUX DECILES EXTREMES)

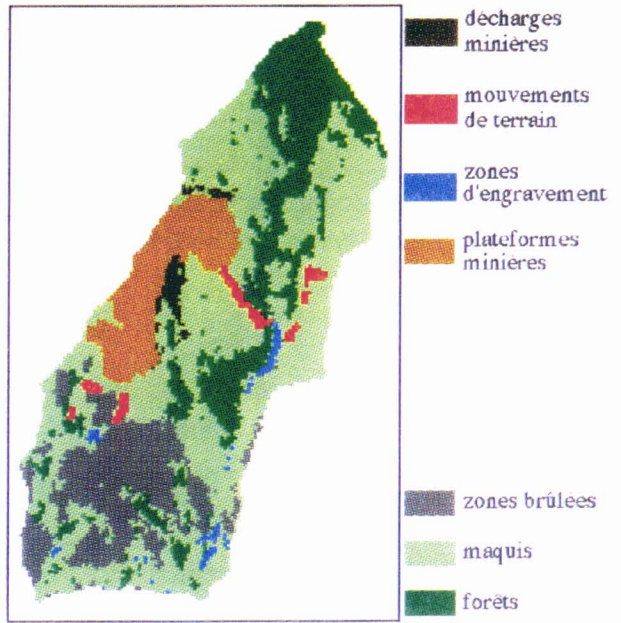
Les valeurs de l'écart type sont assez faibles, seule la classe "forêt dense", présente, dans le canal Infra-Rouge, un écart type un peu plus élevé.

L'examen des densités de distribution des valeurs de luminance de chaque classe dans les trois canaux montre par ailleurs une distribution de type gaussien pour l'ensemble des classes à l'exception de la forêt dans le canal XS3 (Fig. 24, 25 et 26). Celle-ci se matérialise par un histogramme bi-modal, le premier des modes étant lié en partie aux effets d'ombre sur les versants à couverture végétale dense.

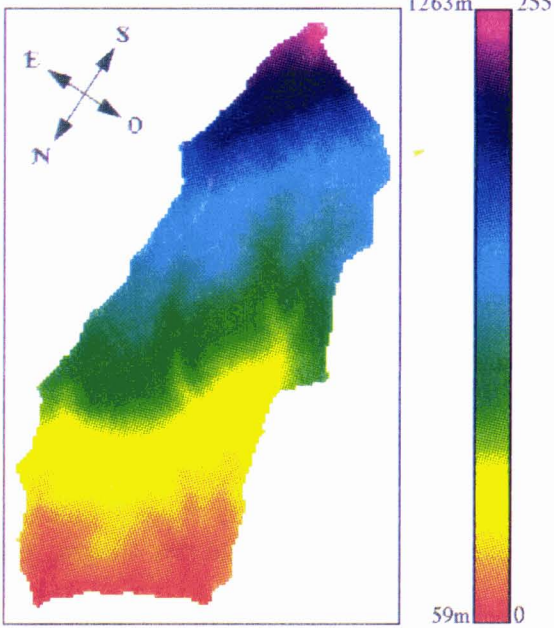
CLASSIFICATION SUPERVISEE
9 OCTOBRE 1986



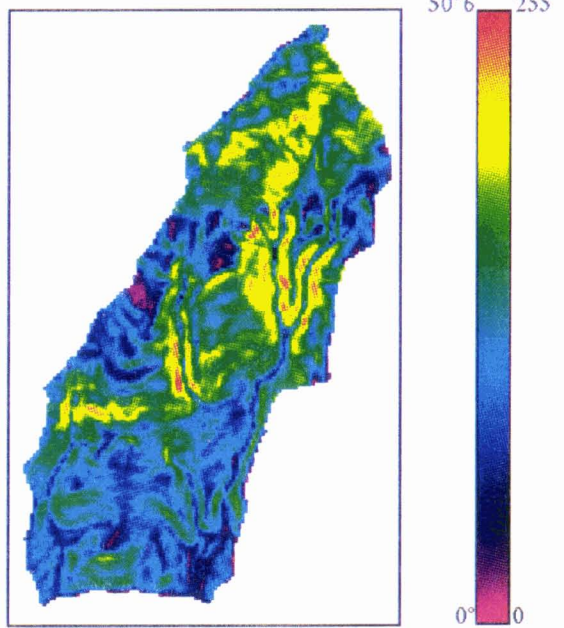
DISCRIMINATION DES TYPES DE SOLS NUS



ALTITUDES



PENTES



CARTE DE LOCALISATION DES PHENOMENES

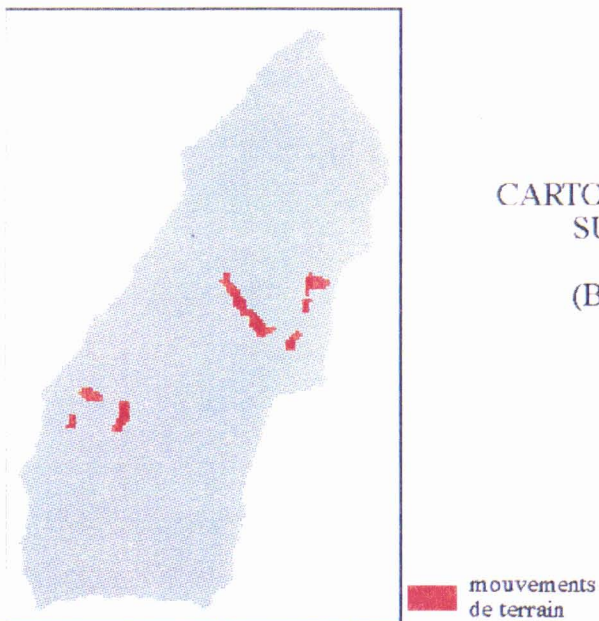


Fig. 29

CARTOGRAPHIE DES ZONES DEGRADEES
SUR LE VERSANT NORD-OUEST
DU MONT NINGUA
(BASSIN-VERSANT DE LA THIO)

Echelle : 0 1 km

Les différents critères statistiques, qui caractérisent chacune des classes à discriminer, confirment l'homogénéité des différents objets et montrent par ailleurs les différences de signatures spectrales entre les unités, et de fait les possibilités de discrimination.

2. Classement assisté de l'image SPOT du 9 Octobre 1986 et identification des zones dégradées sur le versant Nord-Ouest du Mont Ningua

Le classement assisté détecte les 5 principaux mouvements de terrain qui affectent le secteur, mais ne peut en préciser exactement la nature (fig. 29). L'aspect linéaire des phénomènes laisse à penser toutefois qu'il s'agit probablement de formes d'érosion qui incisent le manteau d'altération ou la roche en place. Cependant, les zones d'exploitation minière, les mouvements de terrain, les formes d'érosion hydrique et les zones d'accumulation des sédiments sont regroupées au sein de la même classe. La comparaison entre un relevé cartographique des zones dégradées et le résultat numérique n'est significative que pour les limites de zones et non pour les contenues (typologie). Les images ne renseignent pas directement sur les processus mais sur les formes et leur luminance.

. L'apport des Modèles Numériques de Terrain dans les classements

Les défauts de classement liés à une confusion des valeurs radiométriques (des signatures spectrales proches pour des entités géographiques différentes dans le cas précédent), suscite le besoin de discriminer par l'intermédiaire de nouvelles informations ces divers objets. Les canaux géomorphométriques (altitude et pente), dérivées d'un MNT d'une résolution de 10 mètres (fig. 29), et de même projection géographique que la classification après correction géométrique des images, permettent ainsi de distinguer 3 classes (fig. 30) :

- les zones minières à pentes faibles (0° à 23.8°) et altitudes supérieures à 505 mètres,
- les zones d'ablation (décharges minières et mouvements de terrain) sur fortes pentes (26.2° à 46.6°)
- les milieux d'accumulation des sédiments à faibles pentes (inférieures à 22°) et à faibles altitudes (inférieures à 366 m).

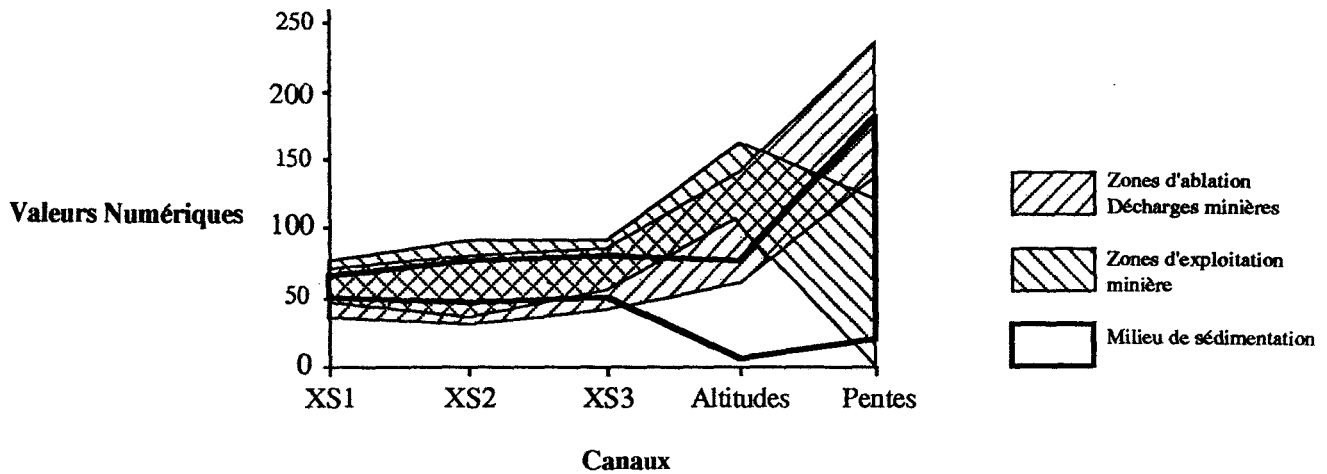


Fig. 30 : CARACTERISTIQUES NUMERIQUES DES ZONES A NUS (MINES, ABLATION ET SEDIMENTATION)

L'altitude permet de différencier les zones d'exploitation minière de milieux de sédimentation, alors que les pentes établissent une discrimination entre les zones d'ablation et les exploitations minières. Une analyse visuelle en dernier lieu a permis de différencier les décharges minières, situées sur les versants en contrebas des zones d'extraction, des mouvements de terrain.

CONCLUSION :

La plupart des documents cartographiques réalisés à partir de l'outil traitement d'image ne sont que des pré-cartes de localisation des phénomènes qui permettent d'appréhender dans la mesure du possible, certains éléments géographiques (les instabilités de terrain) dans un système de repères fixes. Si les cartes statiques représentent l'état momentané d'une instabilité de terrain, ou d'un ensemble de déséquilibre, les cartes dynamiques en expriment le mouvement dans l'espace (déplacements) et dans le temps (évolution).

Les formes issues de la dynamique érosive se matérialisent par des dimensions très différentes. A chaque type d'instabilité correspond un type d'échelle à utiliser, dont le choix dépend de deux paramètres : l'extension de l'instabilité et les détails que l'on souhaite obtenir. L'imagerie satellitaire SPOT permet de discerner des instabilités de terrain de grande taille (la lave torrentielle qui affecte le creek Jeanne et Marie, le glissement rotationnel du creek Bel-Air), et des processus mineurs qui perturbent une grande partie des versants (décapage superficiel par ruissellement diffus ou concentré sur la Kouangoué, les avalanches de débris sur le bassin de Tontouta). Mais on ne peut que très rarement en définir une typologie, seuls quelques indices de formes peuvent permettre quelquefois de formuler une hypothèse quant au type de mouvement de

terrain identifié. L'étude de la dynamique des formes du relief ne se limite ici qu'à l'examen général de sa surface (extension spatiale et évolution des instabilités) en raison de l'échelle des documents de base, et non aux indices de petites tailles qui peuvent avoir une signification très importante pour l'évaluation des facteurs d'instabilité. Les photographies aériennes précisent toutefois la morphologie de ces instabilités de terrain, et distinguent des mouvements de terrain de plus petite taille. Cependant, certaines instabilités ne sont pas identifiées et nombreux sont les critères annonciateurs de nouveaux glissements qui n'apparaissent pas à l'échelle de ces cartes. Aussi, doivent-elles être complétées par des études de terrain afin de rechercher les différents indices d'instabilité et de préciser la typologie des processus.

Chapitre II

LES MODALITES DE L'EROSION ACTUELLE ET LES INDICES D'INSTABILITE

Si l'on se réfère aux travaux antérieurs (HUMBERT, 1977; GUEREMY, 1989), vouloir déterminer une carte des aléas nécessite la prise en compte de tous les éléments qui permettent d'identifier, de manière très précise, les différents types d'instabilité et leur extension spatiale. La télédétection et l'outil de traitement d'image contribuent grandement à établir une pré-carte de localisation de phénomènes mais ne peuvent en aucun cas prétendre à une cartographie de tous les indices d'instabilité et définir une typologie des processus morphodynamiques. Seule, une étude de terrain est capable d'apprécier ces différents paramètres. L'étude de détail de chacune des formes d'instabilité permet ensuite d'analyser l'organisation et la combinaison de ces processus sur les versants.

II.1 INVENTAIRE DES EVENEMENTS PASSES ET PRESENTS

II.1.1 DEFINITION ET CLASSIFICATION

La carte de localisation des phénomènes et les divers indices d'instabilité qui lui sont associés définissent une typologie des processus morphodynamiques, basée ici sur le mode de déplacement et la complexité des phénomènes (VARNES, 1984; FLAGEOLLET, 1989).

Les mouvements de terrain identifiés au cours de cette recherche, revêtent des aspects multiples. Les critères de déplacement permettent de distinguer :

- des éboulements et des écroulements, déplacements de matériau à dominante verticale,

- et des déplacements de matériau à dominante latérale comprenant des glissements à comportement élasto-plastique (**glissements rotationnels**), viscoplastique (**glissements superficiels sous la forme de fluage**) et des écoulements visqueux ou fluides qui recouvrent à la fois les **coulées boueuses** et les **laves torrentielles**. D'après leur complexité, on reconnaîtra par ailleurs les mouvements dits simples, présentant un mode de déplacement unique, et les mouvements complexes qui résultent d'une évolution échelonnée dans le temps et d'une superposition voire d'une intrication dans l'espace de mouvements simples.

Les actions du **ruissellement diffus** et du **ravinement**, processus d'érosion hydrique qui ne sont pas à classer dans la catégorie des mouvements de terrain mais dans le cadre plus général des phénomènes d'instabilité, ont pu être également identifiées. Ils reflètent également l'idée de déséquilibre du milieu et peuvent entraîner, au cours des épisodes pluvieux les plus intenses, d'importantes modifications sur les interfluves.

II.1.2 LES INDICES D'INSTABILITE

L'instabilité du milieu, qui se manifeste par des désordres de type morphodynamique, se caractérise par différents indices qu'il convient d'identifier dans le cadre de cette étude :

- indices topographiques,
- indices géologiques,
- indices hydriques,
- indices phytogéographiques,
- et indices humains.

Un exemple, présenté sous la forme de tableau, regroupe les divers indices d'instabilité identifiés sur le versant Nord-Ouest du Mont Ningua (Bassin-versant de la Thio - Tab. 6). L'analyse des indices d'instabilité se veut être, ici, une introduction à l'étude des types de combinaisons morphodynamiques et demeure en cela assez synthétique.

II.1.2.1 LES INDICES TOPOGRAPHIQUES

La dynamique des versants engendre des formes de terrain plus ou moins caractéristiques pour les divers processus.

Les versants affectés par les processus d'ébouilisation (chute de pierre ou de blocs isolément) et d'écroulement (chute d'une masse rocheuse), présentent généralement une zone de dépôt, d'aspect chaotique à sa base, si aucune remobilisation

Processus	Topographiques (Noir)	Géologiques (orangé)	Hydriques (bleu)	Phytogéographiques (brun foncé)	Humains (noir)
Laves torrentielles	<p>Zones d'arrachement :</p> <ul style="list-style-type: none"> - versants raides déstabilisés aux parois nues - stries verticales à l'état frais - incisions profondes <p>Zone de dépôts :</p> <ul style="list-style-type: none"> - rives concaves - bourrelets latéraux 	<ul style="list-style-type: none"> - faible teneur des formations superficielles en éléments fins - matériau originel très diaclasée - dépôts de matériau grossier mobiles lors des grosses crues 	<ul style="list-style-type: none"> - cours d'eau de fortes pentes à régime torrentiel 	<ul style="list-style-type: none"> - absence de végétation dans les zones de décapage hydrique 	<ul style="list-style-type: none"> - recouvrement d'une route par le matériel transporté
Glissements rotationnels avec coulées boueuses à la base du versant	<ul style="list-style-type: none"> - escarpement de tête de forme semi-circulaire abrupte - petits replats - talus externe en pente plus forte que la pente originelle - petits gradins 	<ul style="list-style-type: none"> - serpentinites très altérées - les péridotites, qui chevauchent les serpentinites, se retrouvent à différents niveaux altitudinaux, en contact latéral avec la serpentinite 	<ul style="list-style-type: none"> - cours d'eau sapant la base du versant - suintements en base de versant 		<ul style="list-style-type: none"> - tuyau de drainage des terrains, déformés par une nouvelle activation du mouvement
<p>Instabilités des décharges minières</p> <ul style="list-style-type: none"> - glissements superficiels ou profonds - coulées de boue - ravinelements 	<ul style="list-style-type: none"> - escarpements de tête de forme variable sur fortes pentes - niche d'arrachement - topographie bosselée - bourrelet frontal - bourrelets et fissures latéraux - incisions plus ou moins profondes 	<ul style="list-style-type: none"> - glissement le long de la surface de contact avec la roche en place - milieu macrograveleux sans cohésion ou presque (grands glissements) - latérites et péridotites (glissements de plus petite taille) - mélange péridotites/latérites ou latérites seules 	<ul style="list-style-type: none"> - sapement d'une certaine quantité de matériau au pied du talus sous l'effet dynamique d'un cours d'eau 	<ul style="list-style-type: none"> - absence de végétation dans les zones de recouvrement par les déblais 	
Glissements superficiels associés à un ravinement	<ul style="list-style-type: none"> - escarpement de tête de forme semi-circulaire et de faible amplitude - topographie bosselée - légères incisions 	<ul style="list-style-type: none"> - matériel affecté : colluvions avec matrice argileuse (la base du profil est composée d'un matériel plus grossier d'origine alluviale, qui ne glisse pas) 	<ul style="list-style-type: none"> - sapement de la base du versant (serpentinites, alluvions et colluvions) par un cours d'eau 	<ul style="list-style-type: none"> - arbres légèrement inclinés sur les masses glissées 	
Eboulements et écroulements rocheux	<ul style="list-style-type: none"> - niche d'arrachement plus ou moins géométrique sur versant à très fortes pentes 	<ul style="list-style-type: none"> - roche très diaclasée - chaos de blocs à la base du versant, si le matériel n'a pas été transporté par le cours d'eau 	<ul style="list-style-type: none"> - sapement de la base du versant 		

Tab. 6 : TYPES DE MOUVEMENTS DE TERRAIN ET INDICES D'INSTABILITE SUR LE VERSANT NORD-OUEST DU MONT NINGUA

par un agent de transport tel que l'eau ne s'est produit. Les versants fortement pentus, qui s'écroulent ou s'éboulent, forment aussi une niche d'arrachement plus ou moins géométrique en fonction de la direction des fractures et diaclases de la roche (ex: Rive gauche du creek Jeanne et Marie, Mt Dore). Une encoche, liée au sapement des eaux, s'inscrit parfois en pied de versant (exemples observés sur le versant Nord-Ouest du Mont Ningua).

Encore plus caractéristiques sont les indices topographiques liés aux processus de glissements et de coulées. Ils permettent souvent, à eux seuls, de définir le type de processus et d'évaluer le volume des glissements.

Les glissements superficiels dessinent ainsi de petits escarpements de tête, de forme demi-circulaire, ne dépassant pas un mètre de hauteur. Parfois, le matériau arraché ne glisse pas jusqu'au pied de versant, formant ainsi un modelé bosselé (exemples identifiés sur le bassin de la Tontouta, aux Iles Salomon et sur diverses décharges minières).

Les glissements rotationnels font apparaître des traits morphologiques classiques (ex: glissement sur le creek Bel-Air) :

- un escarpement de tête de forme demi-circulaire abrupte, appelé aussi miroir de glissement, présentant parfois des stries verticales à l'état "frais",
- une masse glissée, décomposée en petits gradins formant des replats à différents niveaux altitudinaux ou des contre-pentes si il y a rotation, accompagnées parfois de petites dépressions fermées,
- et un talus "externe".

Des fissures de distension apparaissent parfois sur les replats de glissement ou en arrière de la niche d'arrachement.

Très rares sont les coulées boueuses dans nos secteurs d'études (coulées boueuses de petites tailles sur les décharges minières riches en latérites, coulée boueuse du Mont Dore en amont du lotissement Mille et Berton). Si elles empruntent parfois un vallon préexistant et engendrent souvent un sillon dans la pente, elles se caractérisent par :

- une topographie bosselée pouvant présenter des dépressions fermées,
- des bourrelets et fissures latéraux,
- et un bourrelet frontal de forme arquée, quelquefois fissuré.

Les manifestations topographiques des laves torrentielles, plus fréquentes que les coulées boueuses (exemple de la lave torrentielle du creek Jeanne et Marie), identifiées au moyen de la télédétection comme des organismes élémentaires simples, se caractérisent par de profondes entailles. Ces laves torrentielles qui transportent des matériaux de très grosses tailles, forment dans le lit du torrent d'importants bourrelets latéraux hauts de plusieurs mètres par endroit (Jeanne et Marie), à pentes extérieures

raides. Elles présentent aussi des bourrelets frontaux et un lit mineur en U. Les matériaux formant les bourrelets latéraux, frontaux et le lit ne sont pas stratifiées.

Les modelés, dessinés par les actions du ruissellement diffus ou concentré, revêtent des aspects multiples selon l'ampleur de la dissection liée au cheminement des eaux superficielles. On distingue ainsi :

- le ruissellement diffus ou en nappe, qui se manifeste par des décapages et des rigoles très peu creusées et effaçables (zones de piedmont en milieu péridotitique, plateformes minières peu pentues),

- les formes de ravinement élémentaire, peu profondes (quelques dizaines de centimètres au plus), qui constituent des formes linéaires, très localisées, au profil transversal en V,

- et les modelés de ravinement généralisé, prenant parfois la forme des "lavakas" en zone de piedmont développés au pied des massifs ultrabasiques ou de "bad-lands" sur serpentines et formations à charbon du Sénonien. Des ramifications se développent alors à partir du ravin principal. Les modelés de dissection se rejoignent parfois en haut des versants, formant des interfluves étroits et aigus.

II.1.2.2 LES INDICES GEOLOGIQUES

Les indices géologiques, liés au façonnement des versants, sont de deux types :

- les déformations de roches,
- et les dépôts corrélatifs des processus morphogéniques.

. Les déformations de roches

Les déformations de roches, en relation avec les glissements de terrain, relèvent en général de différents modes :

- position stratigraphique anormale d'un affleurement, avec solidarité des matériaux de l'affleurement entre les plans de rupture,
- pendage des strates vers les cicatrices d'arrachement dans le cas d'un glissement rotationnel,
- système de gradins décomposés parfois en "horst" et "grabens" correspondant à des surfaces de ruptures secondaires au sein même du glissement principal (ex : glissement du creek Bel-Air),
- matériau originel très diaclasée (lave torrentielle sur le creek Jeanne et Marie, arrachements du Kongouhaou).

. Les dépôts corrélatifs des processus morphogéniques

Les processus morphogéniques se caractérisent aussi par leur dépôts. Ainsi, les matériaux engendrés par les coulées boueuses et les laves torrentielles, le plus souvent grossiers et hétérométriques, dans les exemples rencontrés au cours de l'étude (transport de blocs de grandes dimensions allant jusqu'à 3 mètres de diamètre sur Jeanne et Marie). Les formations superficielles qui alimentent les laves torrentielles et les arrachements étudiés ont toutes de faibles teneurs en éléments fins (Jeanne et Marie, Kongouhaou, Mont Dore).

Dans le cas des éboulements et des écroulements, les matériaux de dépôts sont essentiellement de nature grossière et peu émoussée car issus d'un diaclasage de la roche. L'altération estompe fréquemment l'aspect anguleux de la roche ultrabasique disloquée.

Les matériaux transportés par les écoulements concentrés peuvent former, selon le volume de l'apport, la nature granulométrique du sédiment, le temps de déplacement des matériaux et les conditions topographiques de la zones de dépôt :

- des lits torrentiels associés à des petits cônes de déjection développés à partir de ruptures de pentes. L'origine du matériau formant ces cônes de déjection est parfois naturelle (exemple: micro-cône de déjection qui s'édifie sur la partie droite du glissement du creek Bel-Air) mais se trouve être le plus souvent liée à l'anthropisation du milieu (apports considérables de matériaux en provenance des anciennes décharges minières peu stabilisées sur fortes pentes - photographie 1 p.80),

- des lits en tresses, mobiles d'une crue à l'autre et caractéristiques des rivières à forte charge sédimentaire, issues des anciens sites d'exploitation du nickel à ciel ouvert (aval de la rivière Kouangoué et de la Nakalé sur le bassin de la Thio par exemple).

Ces matériaux peuvent bien entendu influencer l'évolution du lit mineur : développement des méandres si la charge en sédiment du cours d'eau, devient trop importante, impliquant une accumulation des matériaux et une divagation du lit de la rivière (exemples: les rivières de la plaine de Guadalcanal, les rivières Thio et Pouembout en aval de leur cours d'eau).

II.1.2.3 LES INDICES HYDRIQUES

La déstabilisation des versants perturbe la circulation normale de l'eau souterraine et de surface. Elle peut se manifester localement par un excès d'eau perceptible en surface :

- sources et suintements en pied de glissement ou de coulée (ex : Glissement du creek Bel-Air et glissement-coulée du Mont Dore), ou encore en bordure des plateaux cuirassés, au contact cuirasse/manteau d'altération,

- eaux stagnantes ou infiltration lente dans les zones dépressionnaires en arrière des gradins de glissement ou à la surface des coulées (exemples du glissement du creek Bel-Air).

III.2.4 LES INDICES PHYTOGEOGRAPHIQUES

Les instabilités de terrain qui induisent des modifications de la circulation des eaux dans le sol et en surface, et des transformations géomorphologiques, impliquent par là même des modifications du couvert végétal. Celles-ci se traduisent de différentes façons. La composition des essences peut être modifiée (apparition d'une végétation de type hygrophile située dans les milieux de contre-pente très humides) et la croissance des végétaux très perturbée (inclinaison des arbres et arbustes) voire stoppée progressivement (mort des végétaux suite à un excès d'eau ou à une sécheresse des sols, et absence de végétaux dans les zones de décapages hydriques) ou de manière plus brutale (recouvrement des végétaux par les débris, les coulées ou les déblais miniers d'origine anthropique). L'observation du comportement de la végétation peut être parfois révélatrice de certains processus morphogéniques.

II.1.2.5 LES INDICES HUMAINS

La dynamique des versants provoque quelquefois des dégâts aux ouvrages humains :

- un recoupement des routes et pistes par les mouvements de terrain en amont (ex : les deux glissements du Kongouhaou),
- des déformations (ex : tuyau de drainage des terrains déformés par une réactivation du glissement du creek Bel-Air),
- et des recouvrements par le matériau transporté d'une route (dépôt des laves torrentielles sur la RT4 qui descend vers Thio) ou d'une habitation.

Ces différents indices d'instabilité, définis à partir des mouvements de terrain étudiés, peuvent servir, tout comme les documents issus du traitement d'image, d'éléments de réflexion pour essayer de comprendre et d'analyser l'organisation spatiale des mouvements de terrain sur les versants et les types de combinaisons des divers processus.



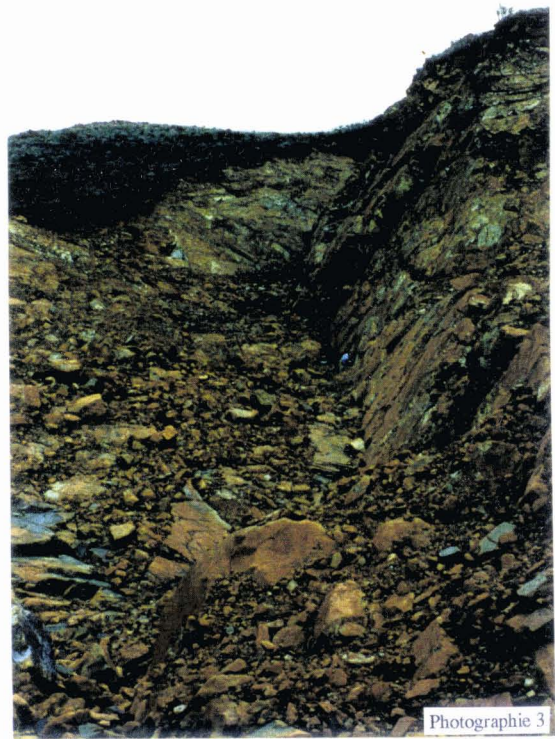
Photographie 1

1 - Bassin-versant torrentiel d'origine anthropique (Tontouta) : L'activité minière, située sur les sommets, a produit une grande quantité de stériles, mis en décharge sur les versants. A ces apports anthropiques s'ajoutent les matériaux dérivés des avalanches de débris et des glissements liés au sapement du versant par le cours d'eau torrentiel. Ces matériaux, transportés par le torrent, forment un cône de déjection au niveau de la confluence avec la Kalouéhola.

2 - Glissements de terrain sur le bassin de la Tontouta : Les glissements en "coups de cuiller", liés aux pluies cycloniques des 11-12 Janvier 1988 (Cyclone ANNE), alimentent le cours principal en une forte charge sédimentaire.



Photographie 2



Photographie 3

3 - Mouvement de terrain du Kongouhaou (bassin-versant de la Ouenghi) : Les directions tectoniques préférentielles et les diaclases conformes à la pente du versant découpent le substrat rocheux en polyèdres et commandent l'instabilité du terrain. Le personnage au centre de la photographie donne l'échelle du mouvement de terrain.

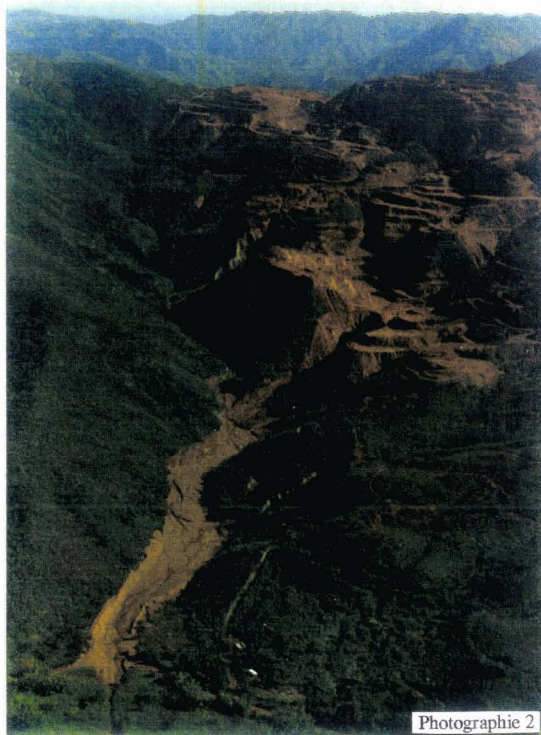
4 - Détail du mouvement de terrain du Kongouhaou : Plan de glissement conforme à la pente du versant, souligné par la présence d'antigorite.



Photographie 4



Photographie 1



Photographie 2

1 - Lave torrentielle (sous-bassin Jeanne et Marie, rive droite de la Thio) : Entaille dans des formations ultrabasiques très diaclasées en raison d'une zone de contact qui se situe au pied de l'entaille, entre le manteau ultrabasique et les formations volcano-sédimentaires. L'entaille se prolonge en aval par une plage de dépôts d'une largeur maximale de 60 m. Zone d'extraction minière au sommet favorisant la concentration des eaux de ruissellement sur de fortes pentes peu protégées par la formation de maquis minier. Le deuxième sous-bassin, à gauche, est alimenté par des décharges minières sur versant.



Photographie 3



Photographie 4

2 - Bassin de la Kouangoué (rive gauche de la Thio) : Exploitation minière en gradins sur la partie droite de la photographie (extrémité Sud-Est du Plateau de Thio), associée à de nombreuses décharges de matériaux sur les versants. L'accumulation des matériaux dans la Kouangoué forme un lit en tresse où serpentent de multiples filets d'eau. Les sédiments sont en partie stoppés par un barrage en aval du cours d'eau.

3 - Delta de la Thio : Le cours de la rivière est perturbé par des apports de matériaux grossiers en rive gauche, liés à la mise en exploitation du "Plateau" de Thio.

4 - Forme d'érosion hydrique sur les formations superficielles de piedmont dérivées de roches ultrabasiques (Lembi) : Dans un milieu profondément dégradé par le feu, le ruissellement de surface décape l'horizon A1 avant d'atteindre les horizons de profondeur sensibles à une attaque verticale qui se ramifie en forme de feuille de chêne.

II.2 LES TYPES DE COMBINAISONS MORPHODYNAMIQUES :

Les critères d'identification définis ci-dessus caractérisent chaque modalité d'érosion. Il est cependant rare d'observer un seul mode d'érosion sur les versants, le modelé étant le plus souvent le résultat d'une combinaison de processus morphogéniques actuels et passés.

Les roches ultrabasiques (péridotites et serpentines), basiques (gabbros et diorites) et les roches volcano-sédimentaires (plus particulièrement les formations à charbon du Sénonien et les basaltes) sont affectées par de nombreuses formes d'érosion liées à l'écoulement des eaux de surface et des eaux souterraines (ruissellement diffus, ravinement, lavaka) et des mouvements de terrain de plus ou moins grande importance.

Les interfluves peuvent présenter 3 grands types de combinaisons morphodynamiques :

- des mouvements de terrain majeurs associés à des processus mineurs,
- des mouvements de terrain mineurs sur l'ensemble du versant,
- une érosion hydrique active.

Cette dynamique peut induire un certain nombre d'instabilité dans les rivières et aux embouchures.

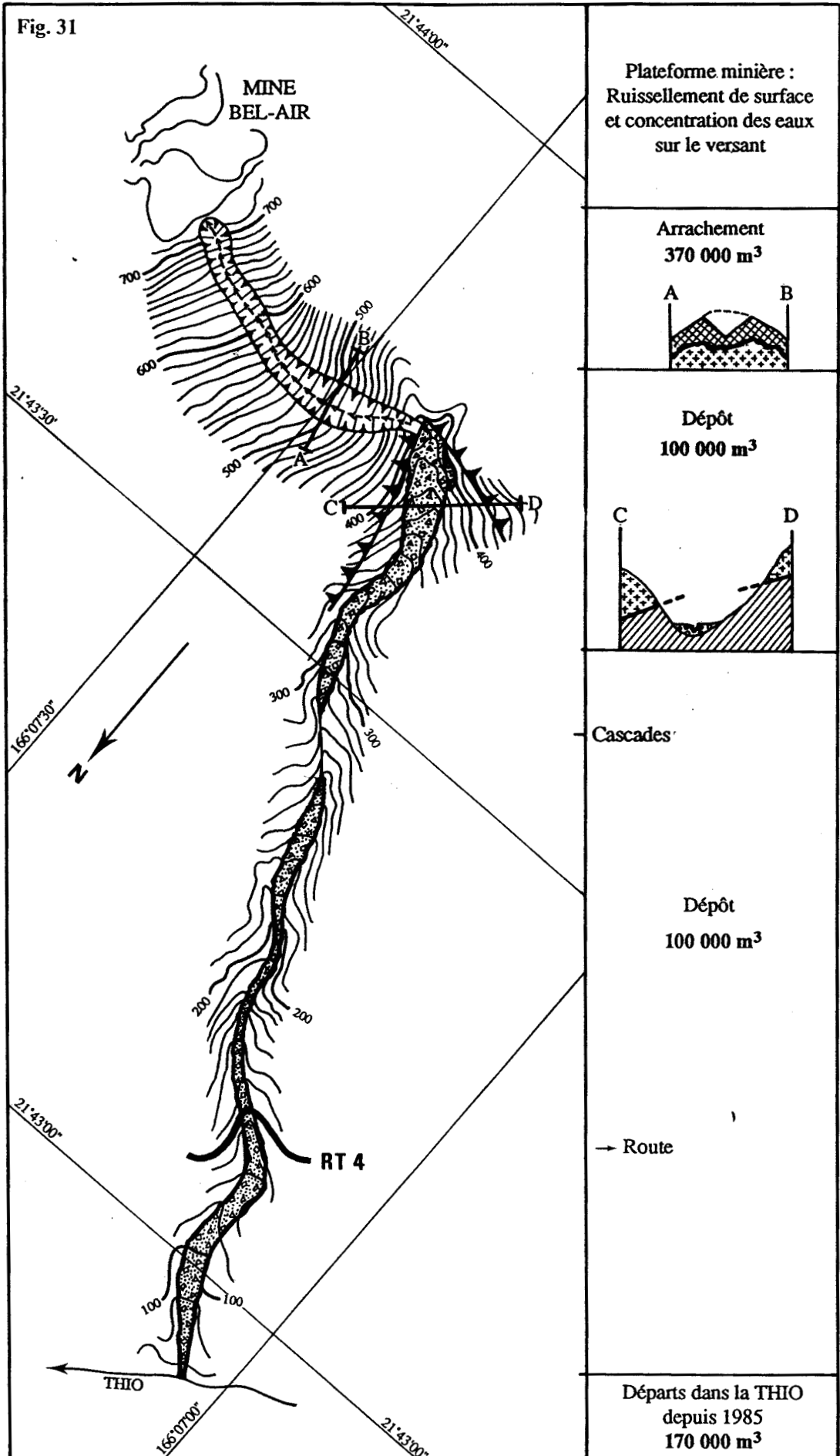
II.2.1 MOUVEMENTS DE TERRAIN MAJEURS ASSOCIES A DES PROCESSUS MINEURS

Les laves torrentielles, les coulées boueuses ou de débris, les écroulements et les glissements rotationnels sont les principaux types de mouvements de terrain de grande taille qui affectent les flancs de massifs péridotitiques et serpentineux et éventuellement volcano-sédimentaires. L'étude de détail des différents mouvements de terrain que nous allons présenter est intéressante car elle décrit des exemples caractéristiques de mouvements qui peuvent se produire ailleurs.

II.2.1.1 LA LAVE TORRENTIELLE DU CREEK JEANNE ET MARIE

Une importante lave torrentielle s'est développée à partir d'un versant escarpé en rive droite du creek Jeanne et Marie (Bassin-versant de la Thio), entre 400 et 700 mètres d'altitude. L'entaille aux parois nues s'inscrit dans un manteau d'altération de faible épaisseur (maximum 1 à 2 mètres sur les replats) et surtout dans la roche en place très fracturée, de nature ultrabasique (harzburgite notamment). Les indices

**LA LAVE TORRENTIELLE DU CREEK JEANNE ET MARIE
(BASSIN-VERSANT DE LA THIO - 1989)**



topographiques et géologiques, précédemment définis, confirment la nature du mouvement (zone d'arrachement linéaire de grande ampleur, dépôts formant des bourrelets latéraux hauts de plus de 3 mètres localement, à pentes extérieures raides, des bourrelets frontaux, un lit mineur en U et aucune stratification du sédiment) (Fig. 31).

La lave a déplacé en plusieurs reprises près de 370 000 m³ de matériaux, évaluation déterminée à partir du planimétrage de deux cartes topographiques aux échelles du 1/50 000 ème et 1/10 000 ème (fig. 32). Précédemment sous évalué à 300 000 m³ par PERINET et MEUNIER, la lave aurait déposé près de 200 000 m³ de matériau le long de son cours d'eau (100 000 m³ en amont de la cascade et un chiffre équivalent à l'aval). La pente moyenne dans la partie amont du lit torrentiel est de 20,7 % mais des seuils rocheux situés vers 300 mètres d'altitude, avec cascades, favorisent en effet l'accumulation des sédiments. En amont de ces verrous, les pentes varient de 14 à 17 % seulement. Les laves torrentielles n'atteignent donc pas directement la confluence avec la Thio, l'alimentation des zones d'accumulation en amont des verrous se poursuivant. Cette accumulation accroît progressivement la pente des zones de dépôts et à l'occasion d'une importante crue, la limite de stabilité à la saturation (à partir de 23 % jusqu'à 26 %) pourrait être atteinte et provoquer ainsi un départ brutal des dépôts grossiers. Si 200000 m³ de matériaux se sont déposés avant la confluence avec la Thio, près de 170 000 m³ de sédiments seraient partis dans la Thio entre 1985 et 1989 et plus particulièrement au cours du cyclone ANNE, en Janvier 1988. Un apport de matériau fins, constaté en aval du bassin-versant de la Thio, à la station hydrométrique de St Michel, depuis 1988 (détarages de basses eaux et envasements de la sonde de pression) viendrait conforter cette hypothèse.

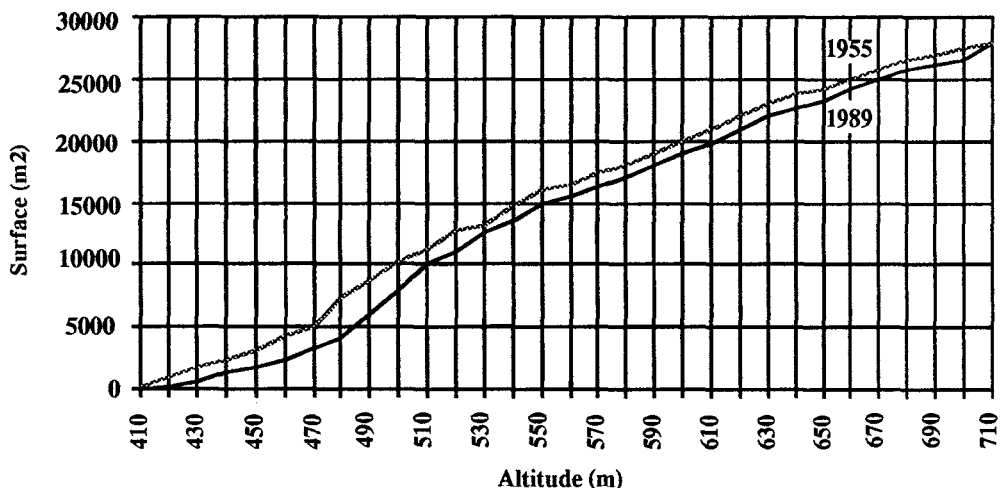


Fig. 32 : CALCUL DU VOLUME DE LA RAVINE DU CREEK JEANNE ET MARIE (1989)

L'alimentation en eau de la lave torrentielle proviendrait de la zone d'extraction minière où les eaux de ruissellement de surface ont pu se concentrer et venir se déverser

sur le flanc de versant. Mais le ruissellement ne peut être le seul facteur de déstabilisation du versant. N'oublions pas que l'évolution de la ravine, décrite précédemment, est régressive (fig. 11), et par là suppose un début d'érosion à la base du versant. D'autres éléments seront donc à rechercher dans le degré de fracturation du substrat rocheux, l'orientation des fractures par rapport à la pente et la circulation souterraine des eaux.

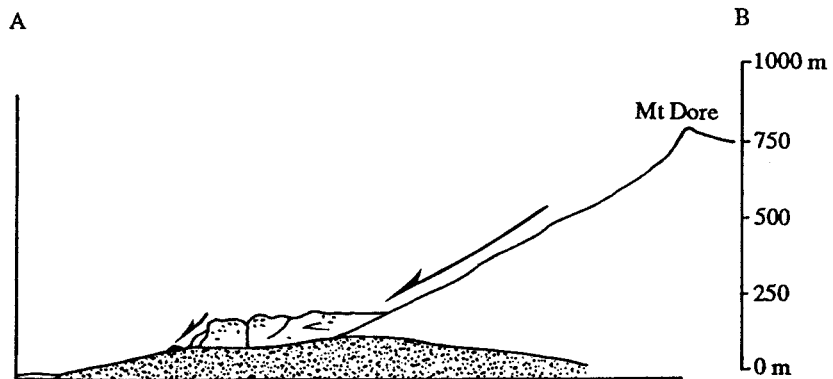
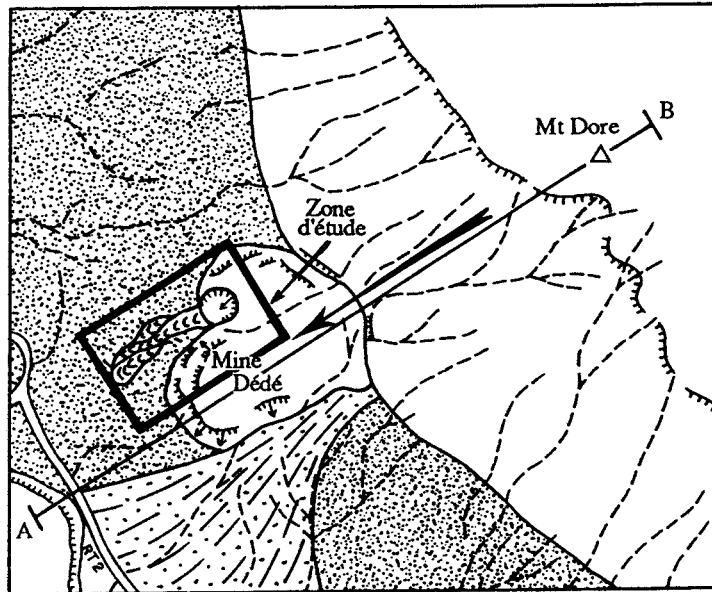
II.2.1.2 LES MOUVEMENTS DE TERRAIN DU MONT DORE (AMONT DU LOTISSEMENT MILLE ET BERTON)






Les mouvements actuels se situent au pied du Massif du Mont Dore, en amont du lotissement Mille et Berton, au sein d'un dôme péridotitique présentant des matériaux très disloqués, de nature hétérométrique, plus ou moins altérés. On ne retrouve la roche saine que sous la couverture latéritique, épaisse de 10 à 20 mètres (Sondages BRGM, Rapport). L'ensemble de roches ultrabasiques, qui constitue un sorte de promontoire, correspond à un ancien glissement de terrain de très grande ampleur (750 m de large et 850 m de long), difficilement datable, et recouvrant des roches basaltiques datant du Crétacé (fig. 33). Les mouvements actuels ne sont que des réactivations du front du glissement précédent. Toute la bordure externe de cet ancien glissement est d'ailleurs en voie de dégradation (éboulis comprenant des blocs de très grande taille, glissements circulaires, nombreuses fissures de distensions).

Le premier glissement qui nous intéresse prend naissance en rive droite du creek principal qui découpe l'ancien glissement (creek de la mine Dédé, du nom de l'ancienne exploitation minière situé en rive gauche). En 1976 (photographie aérienne n° 166, mission IGN 76PAC 48/80), le glissement se caractérise dans sa partie amont, par un arrachement principal de forme quasi demi-circulaire, sur lequel se dessinent trois fissures longues de plus de 120 mètres chacune, disposées également en arc de cercle. Lui fait suite, 15 mètres plus bas, un petit replat (fig. 34). Sur la partie gauche du glissement, un petit cours d'eau à régime intermittent remonte vers la cicatrice d'arrachement principal et rejoint en aval le creek de la mine qui débouche sur la gauche du glissement, venant saper la base de celui-ci. Suite au cyclone ANNE de 1988, le glissement s'est fortement réactivé. La cicatrice a nettement reculé dans sa partie centrale (environ 40 mètres) ainsi qu'en amont du petit cours d'eau (érosion régressive). Une ligne de sources pérennes est visible le long du front externe du petit replat soulignant le contact péridotite/basalte à 120 mètres d'altitude. Il est probable que l'écroulement, principalement rocheux, a formé de part et d'autres du replat, constituant auparavant deux goulets d'étranglements, deux barrages derrière lesquels se sont rapidement accumulées boues et latérites en provenance des zones serpentineuses ravinées en amont du bassin-versant, des décharges minières situées en rive gauche du creek et du glissement directement bien que les apports soient plus grossiers. La rupture des barrages a déclenché la coulée boueuse qui s'étend sur plus de 300 mètres de long, sa largeur maximale atteignant une trentaine de mètres.

Fig. 33

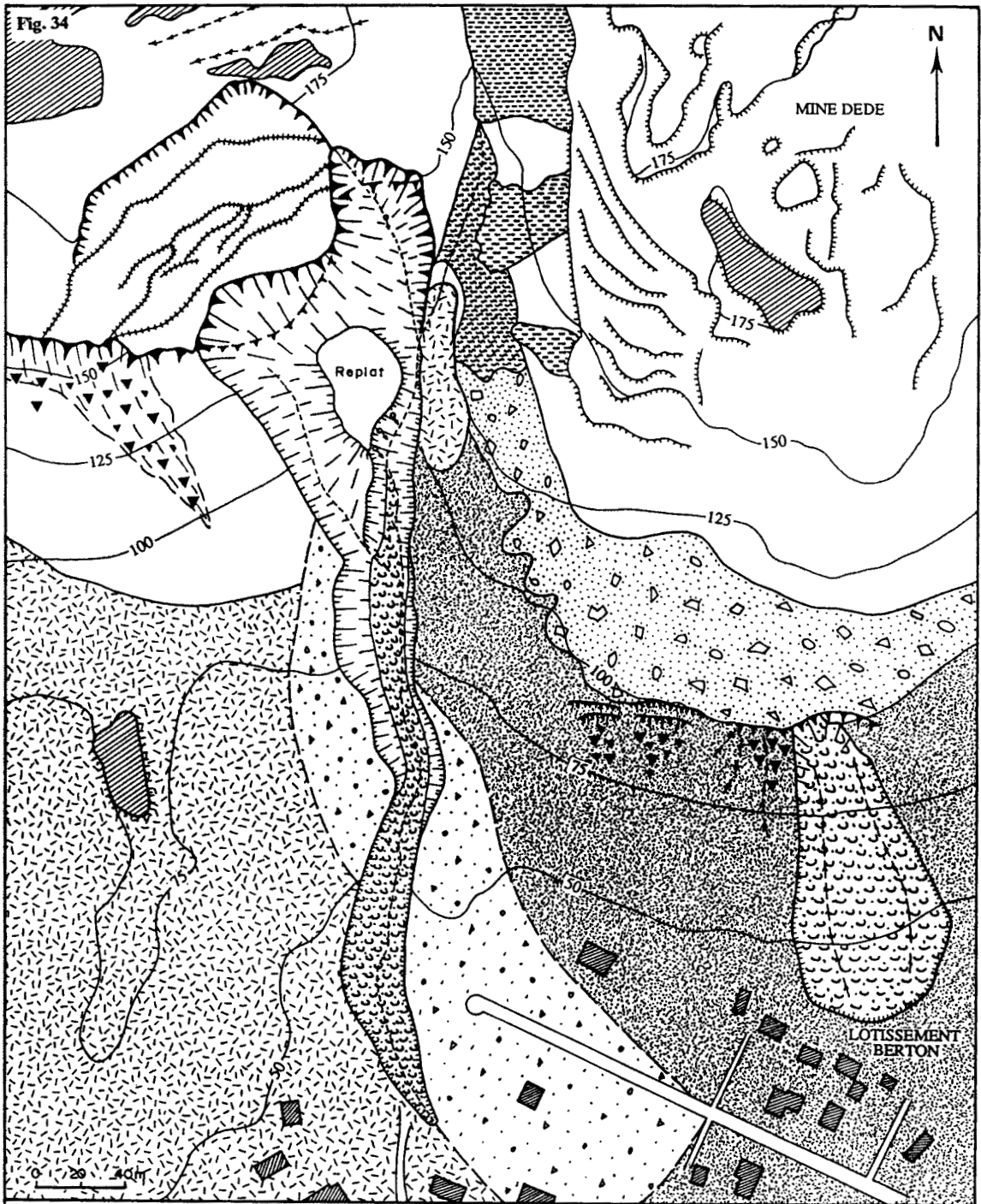
CONTEXTE GEOLOGIQUE GENERAL



-  Mouvements de terrain périphériques
-  Coulée boueuse
-  Ependages torrentiels
-  Péridotite
-  Basalte









LES MOUVEMENTS DE TERRAIN ACTUELS (1993)
EN AMONT DU LOTISSEMENT MILLE ET BERTON (MONT DORE)






LEGENDE








FORMATIONS SUPERFICIELLES ET SUBSTRAT

-  Basalte
-  Substrat à ossature de péridotite
-  Serpentinites en place
-  Latérite "in situ"
-  Chaos de blocs de péridotite emballés dans de la latérite
-  Colluvions (petits blocs de péridotites et latérite) sur formations de basalte

ANTHROPISATION DU MILIEU

-  Décharges minières
-  Habitation
-  Terrasse anthropique en zone minière

MOUVEMENTS DE TERRAIN
ET FORME D'EROSION HYDRIQUE

-  Niche d'arrachement en 1976
-  Niche d'arrachement actuelle
-  Fissures de distension
-  Coulée boueuse actuelle
-  Ancienne coulée boueuse à blocs
-  Incision linéaire
-  Ecoulement
-  Sources

Le deuxième glissement s'est brutalement déclenché dans la nuit du 26 au 27 février 1992, suite à d'abondantes précipitations qui ont fragilisé la couverture latéritique en entraînant une élévation de la nappe phréatique et une déstabilisation du versant. La niche d'arrachement, haute de 20 mètres environ, présente tout comme le précédent glissement, une forme demi-circulaire. La masse glissée, composée de matériaux hétérométriques, s'est arrêtée une quinzaine de mètres en arrière des maisons, bloquée par les arbres. Des fissures de plusieurs mètres de long sont également visibles sur la partie droite du glissement, laissant présager d'une évolution future possible de l'actuel glissement. Une photographie prise le lendemain matin laisse entrevoir 2 axes d'écoulement concentrés en surface de la masses glissée

II.2.1.3 LE GLISSEMENT DU CREEK BEL-AIR

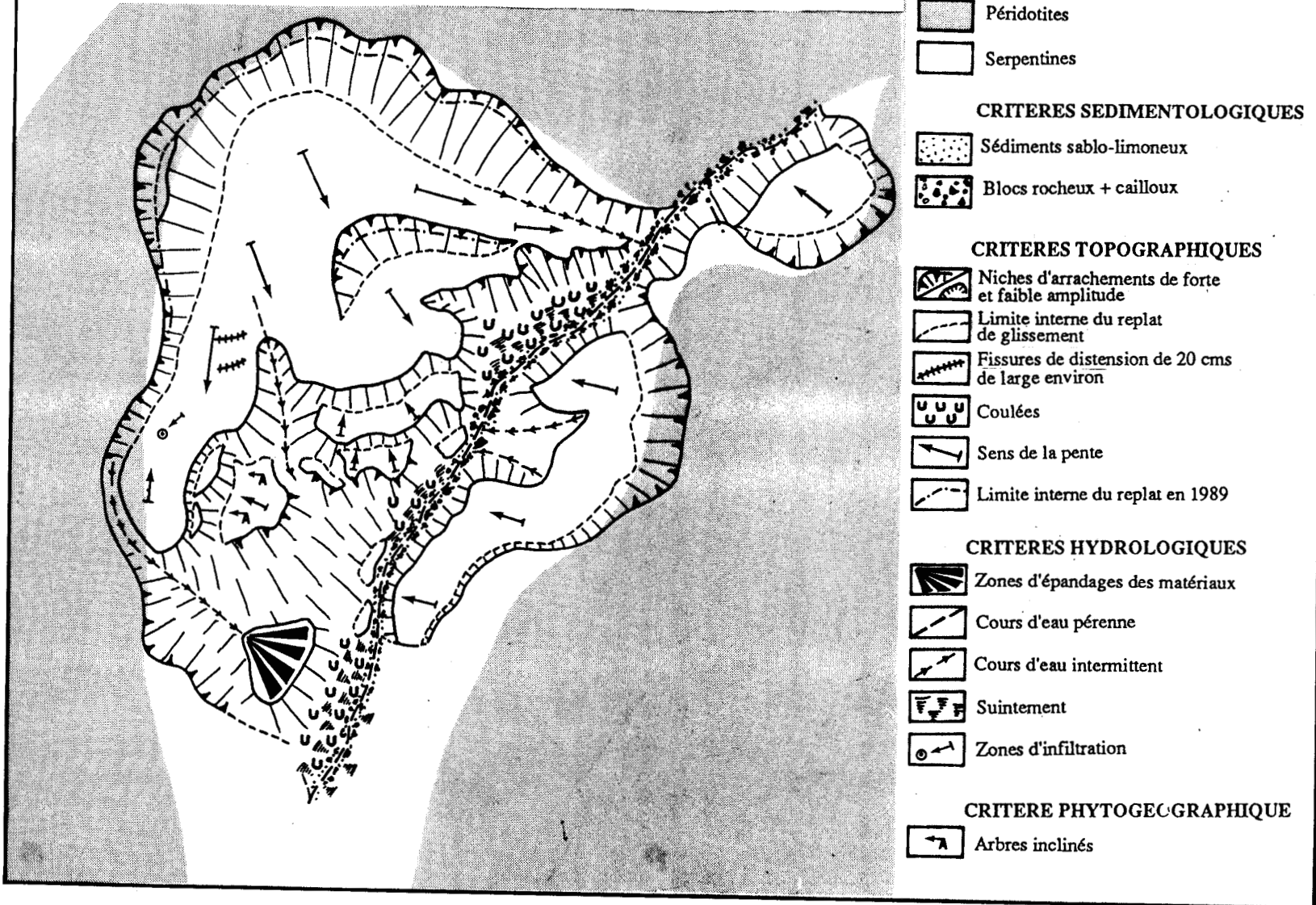
Il est rare que des glissements de terrain se produisent dans les serpentinites. Pourtant, suite au cyclone ANNE du 12 Janvier 1988, de belles cicatrices préexistantes se sont plus largement ouvertes, sur le versant Nord-Ouest du Mont Ningua, de part et d'autre du creek Bel-Air (fig. 35).

Le glissement qui est situé en rive droite se caractérise par une niche d'arrachement de forme demi-circulaire sur plus de 700 mètres et dont l'amplitude varie de 1 à 10 mètres de hauteur. La masse glissée se décompose en plusieurs gradins. Le plus important, directement en aval de la cicatrice d'arrachement présente une pente conforme au sens général du versant. Seule, sa partie droite dessine une petite dépression fermée, plus humide ainsi que des cicatrices de distension d'une longueur de 1 à 5 mètres et larges de 20 cm environ. Le front de cette masse glissée s'est dégradée en plusieurs petits gradins présentant en surface une contre-pente dont la présence d'arbres inclinés vers l'intérieur, sur un des gradins, en confirme le caractère rotationnel. Les glissements expliquent par ailleurs l'étagement "anormal" des péridotites : l'ensemble péridotitique et serpentineux altéré recouvre les serpentines et se retrouve à différents niveaux altitudinaux, en contact latéral avec les serpentines saines. Le talus extérieur des dernières masses glissées présente de petites coulées boueuses, formant un ensemble de lobes d'une longueur maximale de 6 mètres. Elles se superposent parfois et sont évacuées par le cours d'eau en période de crues, si elles atteignent le fond du talweg. Des suintements soulignent cette ligne de coulées boueuses. L'ensemble de la masse glissée est par ailleurs drainée de chaque côté par une ravine, dont l'une, sur la droite du glissement, se termine par un petit cône de déjection, suspendue d'une dizaine de mètres au dessus de la rivière. Une troisième ravine incise la masse glissée dans sa partie centrale.

Si la niche d'arrachement principale a peu évolué entre 1988 et 1993, la masse glissée a continué à descendre, dans la partie gauche notamment, le miroir de glissement principal et une cicatrice secondaire au sein de cette masse glissée devenant plus importantes.

Fig. 35

**GLISSEMENT COMPLEXE
SUR LE VERSANT NORD-OUEST DU MONT NINGUA
(CREEK BEL-AIR) EVOLUTION 1989-1992**



De plus petits glissements apparaissent également en rive gauche dès 1988 et se caractérisent par une cicatrice d'arrachement de forme demi-circulaire et une masse glissée de pente topographique conforme au sens de la pente du versant.

II.2.1.5 LES MOUVEMENTS DE TERRAIN DU KONGOUHAOU

Les deux mouvements de terrain qui affectent les flancs du massif ultrabasique du Kongouhaou (bassin-versant Ouenghi), présentent des caractéristiques similaires. La zone d'arrachement se caractérise par :

- un profil en travers en V (photographie n° 3 p. 80),

- la mise à nu du matériau originel très diaclasé (harzburgite). Les directions tectoniques préférentielles et les diaclases, conformes à la pente du versant, découpent le substrat rocheux en polyèdres et commandent l'instabilité de terrain. Les plans de glissement sont soulignés par la présence d'antigorite¹ qui facilite la mise en mouvement des terrains (photographie n° 4 p. 80).

- et le passage d'une piste minière en son milieu pour le premier des mouvements de terrain ou à sa base pour le second, qui a suscité un appel au vide. Une série de cicatrices de distension, parallèles à la cicatrice d'arrachement, sont situées sur les tronçons de pistes, de part et d'autre de la zone arrachée. Elles sont le présage d'une future remise en mouvement des terrains.

Les zones de dépôt se caractérisent par des matériaux très grossiers, composés essentiellement de blocs, de galets et de sables. Les fines provenant du faible manteau d'altération qui recouvrait les zones instables, ont été évacuées par les crues cycloniques.

II.2.2 DES MOUVEMENTS DE TERRAIN MINEURS SUR L'ENSEMBLE DU VERSANT

II.2.2.1 LES DESTABILISATIONS DE VERSANT SUR LE BASSIN DE LA TONTOUTA

¹ Antigorite : Phyllosilicate présentant des lamelles de couleur vert pétrole à vert noirâtre. Matériau provenant de l'altération et/ou du métamorphisme de roches ultrabasiques.

Les nombreux glissements de terrain qui ont affecté certains versants du bassin de la Tontouta en Janvier 1988 (cyclone ANNE), présentent des caractéristiques très différentes des précédents types de mouvements de terrain identifiés en domaine ultrabasique (fig. 21 p. 54) :

- petite cicatrice d'arrachement de forme demi-circulaire d'une quinzaine de mètres de large au maximum et de faible profondeur,

- un long panache sur le versant très pentu, constituant la zone "d'écoulement" des matériaux, très hétérométriques et d'un aspect général plutôt grossier.

Ces "coups de cuiller" sont disposés un peu partout sur les versants, certains immédiatement en aval des zones de replats, d'autres à mi-versant ou en pied de versant. Il faut probablement voir en ces points de rupture des zones de concentration préférentielles des écoulements hypodermiques et superficiels et quelquefois un lien avec le sapement de bas versant par un cours d'eau.

Les différentes méthodes de traitement d'image ont permis de mettre en évidence les évolutions de ces versants. Avant le cyclone Anne, quelques rares glissements existaient. En Janvier 1988, l'ensemble de la zone a été remobilisée.

II.2.2.2 LES DESTABILISATIONS DE VERSANT SUR LES BASSINS DE LA NGALIMBIU ET DE LA LUNGA

Les instabilités de terrain rencontrées sur les formations de gabbros et diorites aux Iles Salomon (Haut bassin de la Ngalimbiu et de la Lungga) présentent des caractéristiques morphologiques très proches des précédents mouvements de terrain. Ils n'affectent généralement que le manteau d'altération, mais contrairement à la dynamique observée sur le bassin de la Tontouta, ces glissements superficiels touchent le versant en entier malgré un couvert végétal beaucoup plus dense que sur Tontouta. Par ailleurs, une dissymétrie apparaît entre les versants exposés à l'Est, particulièrement dégradés, et les versants Ouest. Faut-il lier cet état de fait à une différence de pluviométrie entre les versants et/ou au pendage des strates du soubassement rocheux dans le sens de la pente ?

II.2.3 UNE EROSION HYDRIQUE ACTIVE

Les roches ultrabasiques sont à l'origine de sols ferrallitiques ferritiques (LATHAM, 1986) évolués sur place, parfois indurés si la morphologie le permet, le plus souvent remaniés. Ces types de sols se rencontrent fréquemment au sommet des montagnes, sur les replats de versants et en zone de piedmont. L'érosion peut affecter la plupart de ces sols ferrallitiques et les matériaux d'altération sous-jacents en prenant la

forme de ruissellement diffus, de ravinement ou de "lavaka". L'érosion hydrique est également caractéristique des milieux serpentiniteux et des formations volcano-sédimentaires, dites formations "à charbons" du Sénonien.

II.2.3.1 LES ACTIONS DE L'EROSION HYDRIQUE SUR LA ROCHE EN PLACE

Deux types de roches sont particulièrement touchées par des processus d'érosion hydriques en Nouvelle-Calédonie : les serpentinites et les formations "à charbons" du Sénonien.

. Erosion hydrique et formation à charbon sur la Ouenghi et la Pouembout

Le paysage dessiné par l'érosion hydrique dans les formations à charbons du Sénonien, ensemble formé de siltites noires et d'arénites fines à nodules, est sensiblement le même en tout point d'affleurement de la formation sur le Territoire. Nous les observons, entre autres, sur les bassins de la Ouenghi et de la Pouembout, en contrebas des massifs péridotitiques, formant de basses collines, lacérées par les eaux de ruissellement (fig. 36). Les interfluves peuvent être décomposées en trois grandes unités morphopédologiques : les crêtes soumises aux processus d'ablation, le mi-versant, domaine de transition, et une concavité aval d'accumulation des matériaux (fig. 37).

La technique du seuillage d'image a permis de mettre en valeur les zones les plus sensibles à l'ablation : les crêtes et les hauts de versants. Ces zones présentent de fortes pentes comprises entre 15 et 30 %, où les actions du ruissellement diffus et concentré sont très actives, mettant à nu le substrat rocheux. En témoignent l'absence totale du couvert végétal et le modelé de surface, caractérisé par des rigoles et des incisions plus profondes. La roche, à débit esquilleux, rarement litée de manière régulière, apparaît en des teintes allant du gris violacé, au blanc en passant par le beige doré.

Une zone de transition, en aval, à pentes moyennes (5 à 15 %), favorise l'accumulation d'une partie des colluvions. Le ruissellement diffus devient moins efficace en raison de la pente, des formations superficielles riches en éléments grossiers, du couvert végétal composé de niaoulis et de fougères, mais les eaux se concentrent vers les talwegs secondaires.

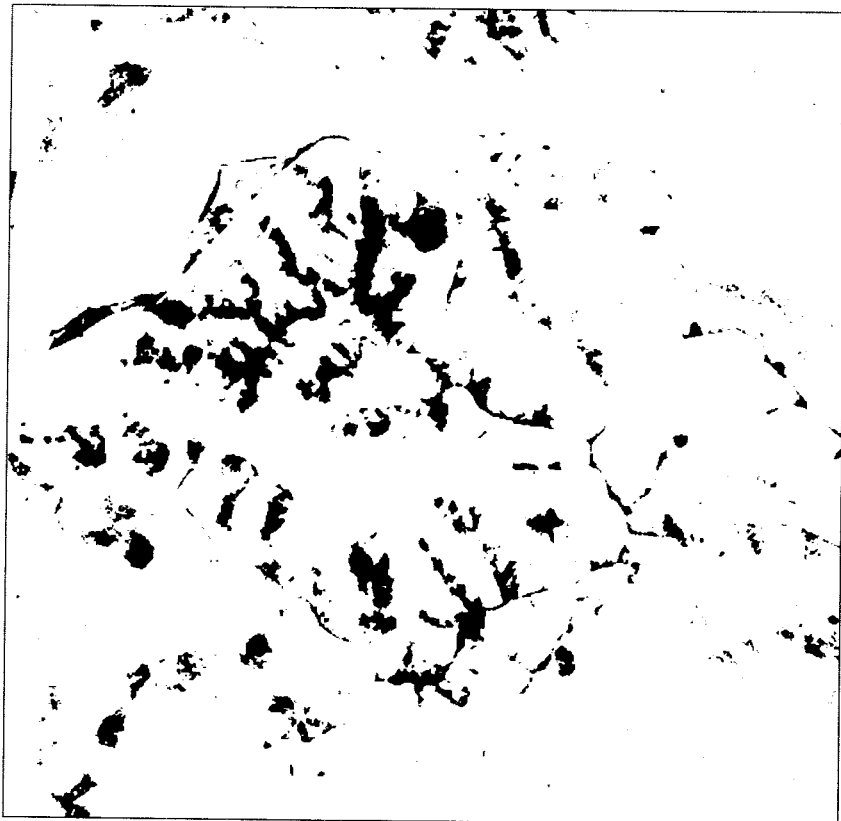
A la formation de Savane fait suite dans les talwegs une forêt galerie; développée sur pentes faibles à nulles (0 à 2 %) et des sols d'apport alluvial et colluvial. Le drainage diffère des versants plus pentus, ces zones pouvant être soumises aux inondations à partir des petits cours d'eau à régime intermittent.

Fig. 36

**IDENTIFICATION DES PROCESSUS D'EROSION HYDRIQUE
PAR LA TECHNIQUE DU SEUILLAGE
FORMATION A CHARBON DU SENONIEN - BASSIN VERSANT OUENGGHI**



Image numérisée en niveaux de gris - 1976



Seuillage - 1976

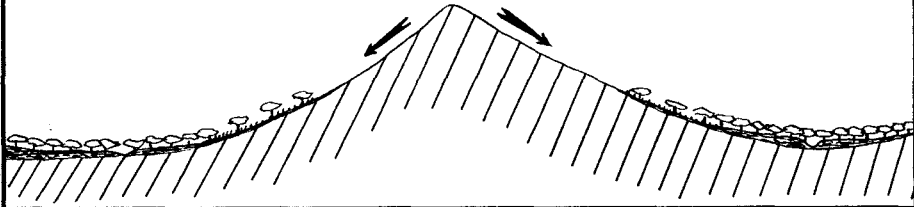
<p>Localisation :</p> <p>OUENGI POUEMBOU</p>					
<p>MODELES ET FORMATIONS SUPERFICIELLES</p>	<p>Pentes faibles à nulles (0 à 2 %) Sols peu évolués d'apport alluvial et colluvial (épaisseur variable)</p>	<p>Pentes moyennes (5 à 15 %) Accumulation colluviale de bas de pentes Sols fersiallitiques lessivés riches en éléments grossiers</p>	<p>Pentes fortes (15 à 30 %) Ruisselement et incision (rigoles et ravinement) Sols peu évolués d'érosion Sols régosoliques</p>	<p>Pentes moyennes (5 à 15 %) Accumulation colluviale de bas de pentes Sols fersiallitiques lessivés riches en éléments grossiers</p>	<p>Pentes faibles à nulles (0 à 2 %) Sols peu évolués d'apport alluvial et colluvial (épaisseur variable)</p>
<p>FORMATIONS VEGETALES</p>	<p>Forêt Galerie (Niaoulis et Bancouliers)</p>	<p>Savane (Niaoulis et fougères)</p>	<p>Absence de végétation</p>	<p>Savane (Niaoulis et fougères)</p>	<p>Forêt Galerie (Niaoulis et Bancouliers)</p>
<p>HYDROLOGIE HYDROGEOLOGIE</p>	<p>Ruisselement diffus et concentré</p>	<p>Ruisselement diffus et concentré</p>	<p>Ruisselement diffus ou concentré très important</p>	<p>Ruisselement diffus et concentré</p>	<p>Ruisselement diffus et concentré</p>
<p>OCCUPATION DU SOL</p>	<p>Nulle</p>	<p>Feux de brousse</p>	<p>Nulle</p>	<p>Feux de brousse</p>	<p>Nulle</p>

Fig 37 : CARACTERISTIQUES DES PAYSAGES ET DES PROCESSUS MORPHOGENIQUES RELATIVES AUX FORMATIONS DU SENONIEN

. Erosion hydrique et serpentinite sur le bassin de la Kouangoué

La serpentinite qui constitue ici la semelle du massif péridotitique du Plateau de Thio, se présente sous la forme d'un puissant feuillet mylonitisé dont l'épaisseur dépasse 100 mètres de commandement sur l'ensemble de la rive droite du cours de la Kouangoué. De profondes ravines s'inscrivent dans ces formations, sur la partie haute du bassin-versant en une zone de maquis très dégradé (fig.16 p. 47). Les zones où la végétation arborée est encore présente semblent être protégées actuellement des actions du ruissellement concentré.

II.2.3.2 LES ACTIONS DE L'EROSION HYDRIQUE SUR LES FORMATIONS SUPERFICIELLES DERIVEES DES ROCHES ULTRABASIQUES

. Erosion hydrique et formations superficielles dominant la Lembi

Le substrat géologique du secteur peut être défini comme un ensemble péridotitique à harzburgite dominant. Il constitue un massif montagneux au relief très escarpé (pentes variant de 40 à 50 %) qui se raccorde progressivement à la vallée par un piedmont à pentes plus réduites (20 à 30 %). Les marques d'une érosion active et profonde ne sont visibles que dans la zone de piedmont situés en deçà de 250 m d'altitude. Elles se manifestent sous différentes formes allant du ruissellement diffus aux lavakas (fig. 38). Certains modelés déjà anciens, liés à l'érosion hydrique, sont fixés par la végétation, mais beaucoup apparaissent cependant en voie d'évolution.

. L'activité minière et l'accentuation des phénomènes d'érosion hydrique

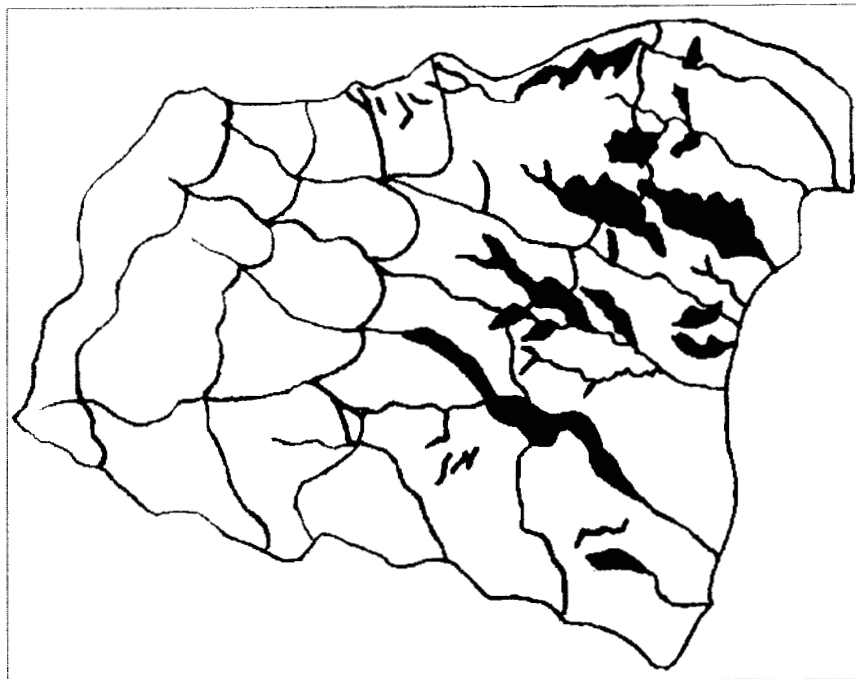
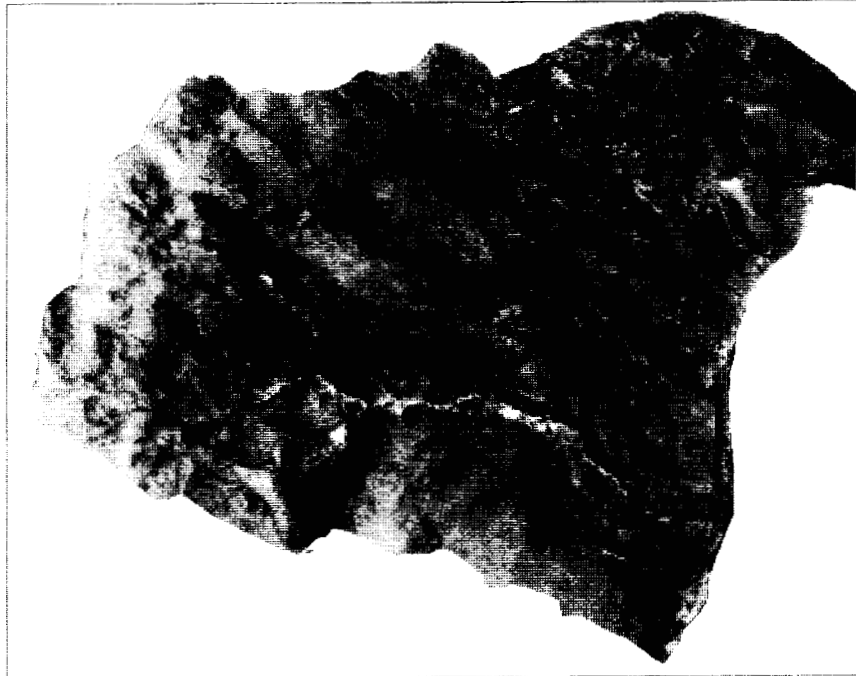
Rappelons brièvement les types d'instabilités morphodynamiques rencontrés sur les versants du domaine ultrabasique peu dégradés par l'activité minière. Les sommets, s'ils sont chapeautés par une cuirasse, peuvent présenter des caractères "pseudo-karstiques" (dolines), les bordures de plateau ou de replats de versants un démantèlement de la cuirasse, et en dernier lieu des traces d'érosion hydrique en bordure de plateau et surtout sur les piedmonts et les glacis de bas de versants (mais encore faut-il, dans ce dernier cas, que le couvert végétal soit très dégradé par le feu).

Nous avons déjà signalé que l'ouverture de routes d'accès aux mines et le ruissellement des zones d'extraction pouvaient contribuer à provoquer des mouvements

Fig. 38

LES PHENOMENES D'EROSION HYDRIQUE EN DOMAINE ULTRABASIQUE : LA LEMBI

(Mission IGN 76 PAC 37/200 n°2171)



Méthode :

- numérisation de la photographie en niveaux de gris
- ajustement de la dynamique de l'image
- correction géométrique de l'image
- interprétation visuelle

de terrain de grande importance : la lave torrentielle du creek Jeanne et Marie par des apports d'eau en provenance de la mine identifiés sur la photographie aérienne de 1976 par la présence de traînées blanches sur la partie haute du versant, ou encore les glissements de terrain du Kongouhaou par le tracé d'une route. Les activités minières induisent le plus souvent, dans certaines conditions, des attaques sous la forme d'érosion hydrique.

Les sommets et les replats, qui font l'objet d'un décapage intense, présentent systématiquement les marques d'un ruissellement diffus important et par conséquent le transport des éléments fins vers des axes de drainage naturels ou artificiels. La désorganisation du drainage externe sur les versants (suppression des têtes du réseau hydrographique en bordure de plateaux par le décapage sous la forme de terrasses du profil d'altération, et barrages des axes d'écoulement sur les versants par le tracé des pistes) induit la mise en place de nouveaux axes de concentration des eaux sur les versants. Il se peut que ces eaux arrivent sur des milieux fragiles, qui jusqu'à présent étaient à l'écart des zones d'écoulement concentré et deviennent dès lors sujets à l'ablation. Le cas le plus extrême est l'exemple de la lave torrentielle du creek Jeanne et Marie, mais le cas le plus général est le ravinement du versant en divers endroits. Le versant peut bien entendu présenter des caractères morphopédologiques stables et de fait ne pas subir d'ablation.

A l'ablation des formations superficielles sur les versants s'ajoutent les phénomènes d'instabilité sur les décharges minières. Une arrivée d'eau sur les décharges minières peut avoir des réponses différentes (ruissellement diffus, ravinement, coulées, glissement) selon la composition granulométrique de la décharge, la pente et la quantité d'eau qui s'écoule sur la décharge.

L'activité minière se traduit ainsi par des apports considérables de matériau dans les rivières et modifie avec les apports naturels, la dynamique des cours d'eau et la morphologie du lit.

II.2.4 L'INSTABILITE DES LITS ET DES EMBOUCHURES DE RIVIERES

Les îles montagneuses, que sont la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie et l'île de Guadalcanal de l'archipel des Salomon, sont riches en cours d'eau à fonds mobiles. Ces cours d'eau intramontagnards ou situés en bordure des massifs, sont particulièrement sensibles aux variations de la charge sédimentaire et aux fluctuations du débit. Ils se caractérisent en effet par des périodes de faible activité hydrologique et morphodynamique et des phases hydrologiques paroxysmales, très courtes dans le temps, qui confèrent à la rivière une morphodynamique particulière. Ces tronçons de rivières à fonds mobiles sont considérés en outre comme des zones à grande activité d'ablation et de transit sédimentaire.

Les principaux cours d'eau, situés sur la côte Nord de l'île de Guadalcanal, subissent ainsi de fortes modifications de tracés dans leur partie aval, dès que les cours d'eau s'écoulent en plaine. Les modifications des lits fluviaux et la dynamique fluviale par l'accumulation et/ou le transport des matériaux, liés à l'extraction minière, ont été relevées par ailleurs, sur une vingtaine de bassins-versants à l'Ouest de la Grande Terre et environ une quinzaine à l'Est (BIRD *et al*, 1984). La majorité des cours d'eau de plaine alluviale présentent par ailleurs une tendance naturelle à former des méandres.

Trois grands types de lits instables se dessinent en fonction de la charge sédimentaire, de la capacité de transport et de la pente du cours d'eau :

- des lits à caractères torrentiels (forte charge sédimentaire, forte capacité de transport, forte pente),
- des lits en tresse, à forte charge sédimentaire, mais à faible pente et plus faible capacité de transport,
- et des lits de rivière en zone de vallée ou de plaine, caractérisés par le développement de bancs, de divagations ou de méandres.

A travers l'organisation et l'évolution morphodynamique de ces systèmes fluviaux apparaissent :

- l'influence des interventions anthropiques sur l'évolution des lits fluviaux,
- et les rythmes d'évolution, saccadés, caractérisés par des phases de relative inertie morphodynamique et de courtes périodes d'intense évolution lors des événements hydrologiques extrêmes que sont les crues.

II.2.4.2 LES LITS TORRENTIELS

L'origine des éléments qui constituent la charge sédimentaire est, nous l'avons vu, diverse. Elle peut être naturelle (mouvements de terrain, érosion hydrique), strictement anthropique (décharges minières, déblais de route), une combinaison complexe du facteur anthropique et des conditions naturelles à l'instar de la lave torrentielle du creek Jeanne et Marie ou des glissements du Kongouhaou, ou enfin, induite par la dynamique propre du torrent, qui peut favoriser l'attaque de berge et la déstabilisation des versants (fig. 39). Ces matériaux s'accumulent progressivement en amont des cours d'eau à lits étroits et souvent rocheux, puis sont purgés à l'occasion d'une grande crue. Mais l'apport en sédiment peut être très brutal et volumineux, durant un seul épisode hydroclimatique (lave torrentielle, coulée de boue). Les nombreux petits cours d'eau qui dégringolent des massifs péridotitiques présentent souvent ces caractéristiques. Parmi eux, beaucoup en Nouvelle-Calédonie sont des appareils torrentiels d'origine anthropique.

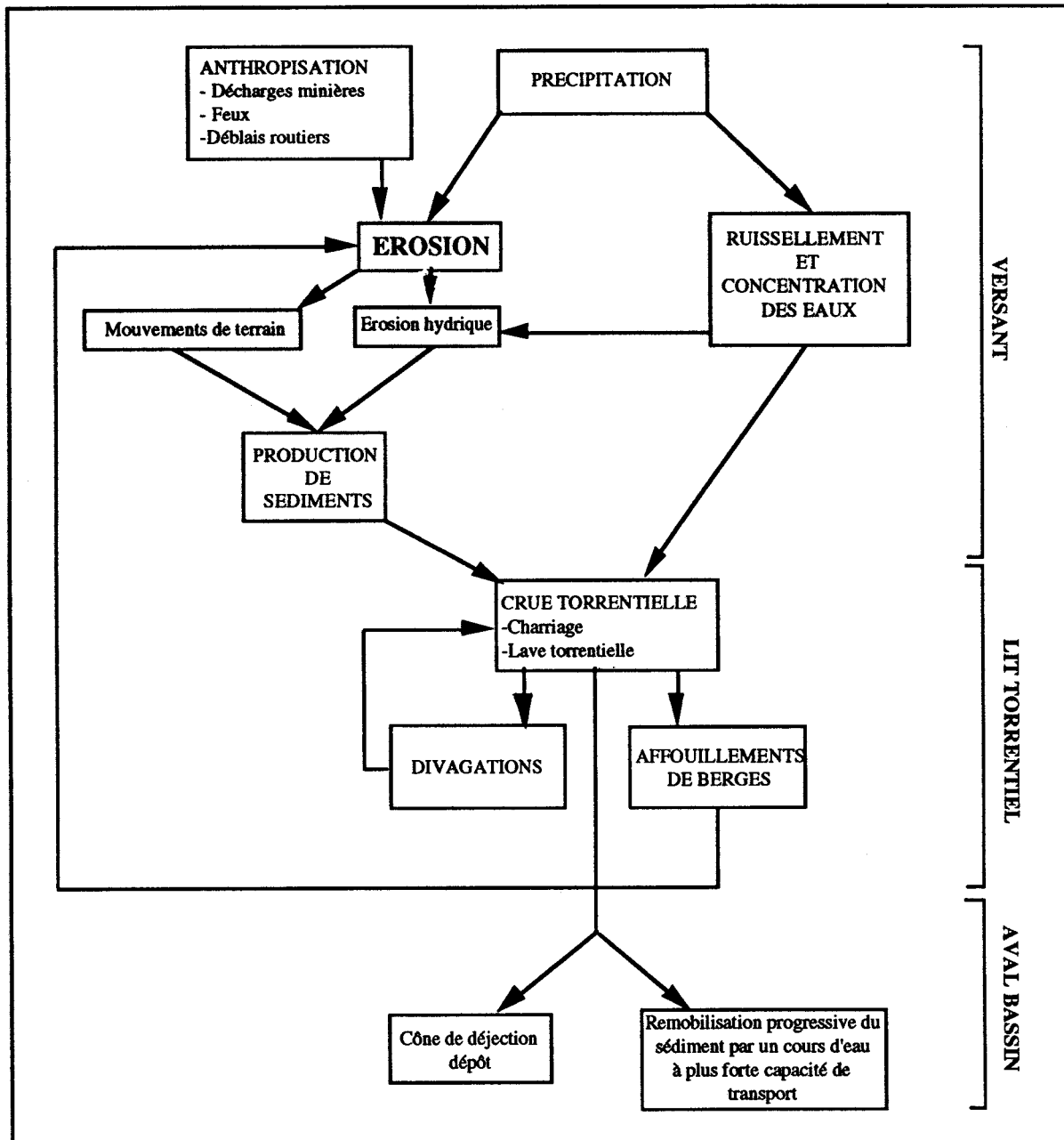


Fig. 39
FONCTIONNEMENT GLOBAL D'UN BASSIN TORRENTIEL



. Etude granulométrique des sédiments

Les matériaux rencontrés sont généralement de nature très grossière (tab. 7). Ainsi, sur le creek Jeanne et Marie, plus de 60 % du sédiment correspond à des galets de taille supérieure à 50 mm, le reste étant en grande partie constitué de sables fins et grossiers (médiane, en unité ϕ , égale à -349). La courbe granulométrique d'un échantillon prélevé en aval du creek Bel-Air (bassin proche du creek Jeanne et Marie), présente des caractéristiques similaires avec toutefois plus d'éléments sableux (sables grossiers notamment) en raison de grandes décharges minières localisées dans la partie amont du bassin-versant, et un peu plus d'argiles et de limons, de part la présence de serpentinites touchées par l'érosion (médiane égale à -302). Mais la différence entre les deux courbes est surtout liée à la fréquence moindre des galets de taille supérieure à 100 mm sur le creek Bel-Air (46,49 % sur Bel-Air contre 58,01 %). Deux indices de formes permettent d'évaluer la forme des distributions de tailles des sédiments : l'indice d'asymétrie de la distribution ("skewness") et l'indice de normalité ("Inclusive Graphic Kurtosis"), qui donne une idée de l'angulosité de la courbe cumulative. Ces indices granulométriques nécessitent la transformation des valeurs exprimées en millimètres en unité phi (ϕ) selon la relation de KRUMBEIN :

$$X_{\phi} = 16.60964 - 3.32193 X_{mm}$$

Les valeurs de phi augmentent dans le sens inverse du diamètre des particules. Les paramètres de position utilisés dans les différents indices sont déterminés graphiquement à partir des courbes cumulatives semi-logarithmiques. Ils correspondent aux pourcentages 5 et 95 % (percentiles), 25 et 75 % (quartiles), 50 % (médiane) et 16 et 84 %.

L'indice d'asymétrie qui indique la position des particules les plus abondantes eu égard au mode de distribution s'écrit :

$$Sk_f = \{[(\phi_{16} + \phi_{84}) - 2(\phi_{50})] / 2(\phi_{84} - \phi_{16})\} + \{[(\phi_5 + \phi_{95}) - 2(\phi_{50})] / 2(\phi_{95} - \phi_5)\}$$

Les valeurs négatives indiquent que l'échantillon se caractérise par la dominance des éléments grossiers et les valeurs positives une prépondérance des fines. Les limites habituellement utilisées pour cet indice (FOLK et al, 1957), montrent que les deux échantillons présentent une asymétrie très négative (-0.69 dans le cas de Jeanne et Marie, et -0.55 pour le creek Bel-Air), caractéristique d'un sédiment très grossier.

Rivière	ϕ 5	ϕ 16	ϕ 25	ϕ 50	ϕ 75	ϕ 84	ϕ 95	Kg	Sk _f
JM	-9.97	-203	-282	-349	-369	-382	-399	1.84	-0.69
Bel-Air	15.28	-18.3	-159	-302	-365	-382	-399	0.82	-0.55

**Tab. 7 : CARACTERISTIQUES GRANULOMETRIQUES DES SEDIMENTS
DES CREEKS BEL-AIR ET JEANNE ET MARIE**

L'indice de normalité établit un rapport entre le triage aux extrémités de la distribution et le triage de la partie centrale.

$$K_g = (\phi_{95} - \phi_5) / 2.44(\phi_{75} - \phi_{25})$$

La valeur du K_g , pour l'échantillon prélevé sur Jeanne et Marie, caractérise un triage très accusé en raison du fort pourcentage de matériaux très grossiers (courbe cumulative aiguë). Le sédiment est moins bien trié sur le creek Bel-Air ($K_g = 0.82$) du fait d'apports de nature granulométrique très variable.

. Morphologie des lits torrentiels

Dans la zone de transit sédimentaire à pentes fortes dépassant en moyenne 20 %, l'organisation des sédiments est caractéristique de la dynamique hydrologique du torrent, de la configuration topographique de la section, du volume et des caractéristiques granulométriques du sédiment. Ainsi, le long du creek Jeanne et Marie, deux profils transversaux types s'individualisent, selon que le cours d'eau coule sur les alluvions déplacées pendant les crues, ou que le lit est établi dans la roche, en des secteurs de gorges étroites. Le premier cas décrit précédemment (Jeanne et Marie) est caractéristique d'un lit torrentiel : volume important de sédiment, levées latérales et chenal d'écoulement de forme en U aux parois sub-verticales. Le deuxième type correspond en général aux tronçons situés dans une zone de gorge où la vitesse moyenne du torrent ne permet pas le dépôt du matériau grossier. La base du lit est souvent rocheuse; quelques galets, pendant les crues, tapissent les bords ou le fond du lit. La tendance générale d'un cours d'eau en période de crue, dans de telles conditions, est le sapement latéral qui favorise un déséquilibre du profil de pente en provoquant un appel au vide, et l'incision du soubassement rocheux. Si la première hypothèse est souvent réalisée (glissement des colluvions sur Tontouta et sur Jeanne et Marie en pied de versant, ou de la serpentinite sur le creek Bel-Air, l'incision est très rare de par la résistance du substrat face à l'écoulement des eaux. Seule incision remarquable, celle observée dans les serpentinites du creek Bel-Air.

Le dépôt des sédiments s'effectue dans des zones de rupture de pente qui ralentissent la vitesse du courant et donc la capacité de transport et la compétence du cours d'eau. Ces conditions se réalisent le plus souvent à la confluence torrent-vallée principale, les profils transversal et longitudinal de la vallée principale étant généralement plus faibles. Il en résulte, selon un schéma classique, un exhaussement du lit torrentiel qui accroît la pente et de fait la vitesse du courant qui devient à nouveau capable de transporter le sédiment vers l'aval. Si la section présente un profil transversal assez large, en s'exhaussant, le lit domine les zones adjacentes et au cours d'une crue s'y déverse, établissant de fait un nouveau tracé du lit. Celui-ci s'exhausse à l'image du précédent et occupera, à la suite d'une crue ultérieure, un autre secteur. Un cône de déjection se construit ainsi petit à petit, par le balayage du torrent. Les éventails

alluviaux sont fréquemment observés en aval des bassins torrentiels (photographie n° 2 p. 80). Mais il arrive parfois que le torrent n'ait pas la possibilité de divaguer de par la configuration topographique au niveau du point de rupture de pente. Il se peut ainsi que le lit torrentiel à forte charge sédimentaire prenne une autre morphologie lorsque la pente longitudinale décroît assez rapidement.

II.2.4.2 LES LITS EN TRESSE

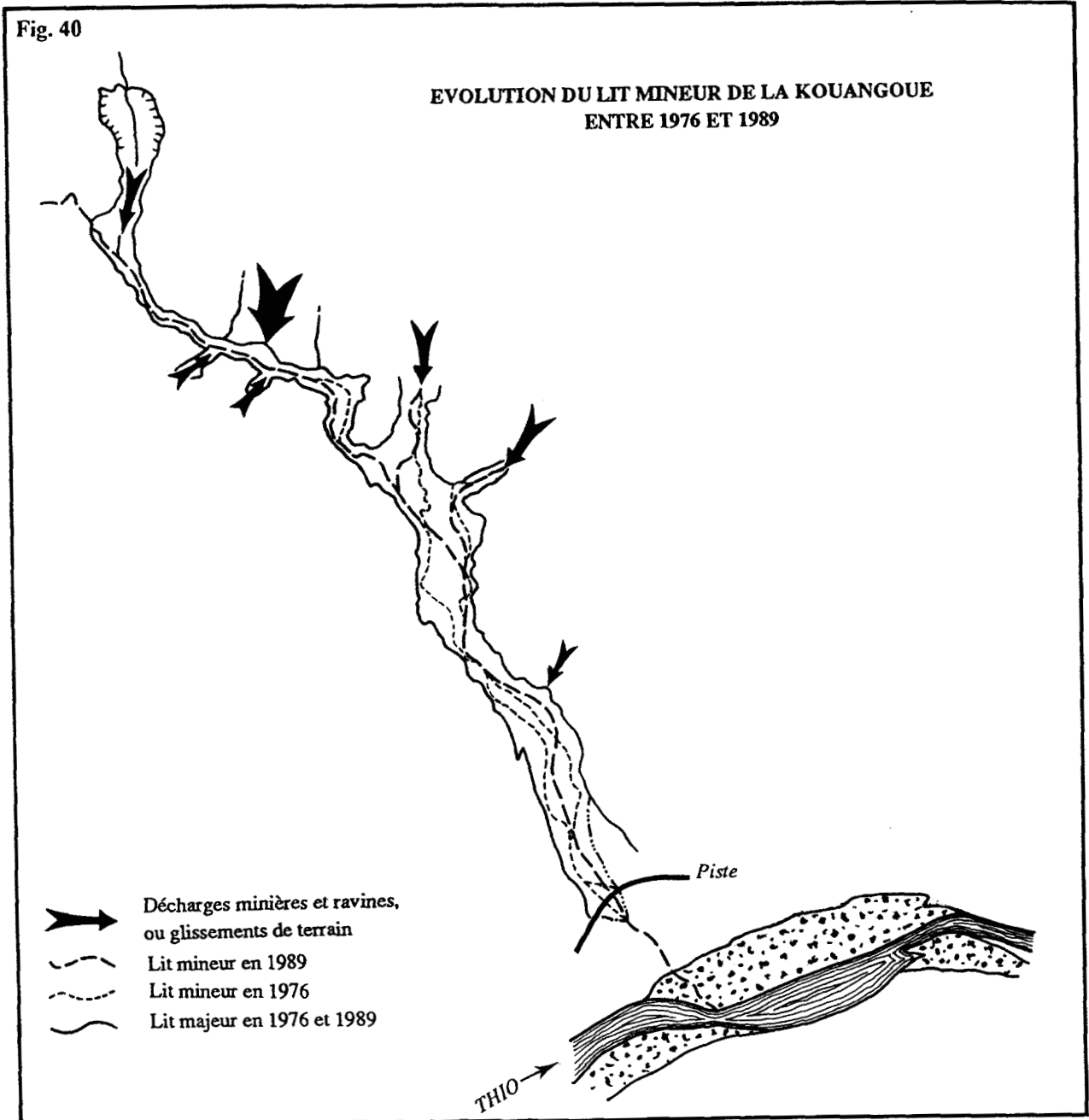
Trois exemples de lits en tresse nous sont donnés par la Kouangoué, la Nakalé et la Nembrou, tous affluents de la rivière Thio. Ces trois bassins-versants sont fortement marqués par le caractère anthropique des instabilités de terrain sur les interfluves en relation avec les activités minières (carte hors texte, fig. 16, 40, 41 et 42). Les mines déversent directement dans le lit ou par l'intermédiaire de petits torrents, un volume considérable de matériau, évalué par exemple à plus de un million de m³ sur la Kouangoué. C'est pourquoi les courbes granulométriques des divers échantillons présentent des similitudes avec les matériaux des lits torrentiels précédemment analysés (fig. 45 p. 110). Le lit est largement occupé par un important volume d'alluvions grossières constituées de sables et surtout de graviers et galets. La Nakalé et la Nembrou présentent ainsi une valeur élevée pour la médiane (respectivement -332 et -369), une asymétrie très élevée (indice Sk_1 évalué à -0.49 en aval de la Nakalé et à -0.70 sur la basse Nembrou) et une normalité moyennement accusée.

Rivière	ϕ 5	ϕ 16	ϕ 25	ϕ 50	ϕ 75	ϕ 84	ϕ 95	Kg	Sk_1
Nakalé	-59.8	-176	-219	-332	-365	-395	-412	0.99	-0.49
Nembrou	-59.8	-189	-256	-369	-395	-402	-419	1.05	-0.70

Tab. 8 : CARACTERISTIQUES GRANULOMETRIQUES DES SEDIMENTS DES CREEKS NAKALE ET NEMBROU

Mais la pente moyenne des cours d'eau, en aval de bassin, est nettement plus faible que celles rencontrées sur les lits torrentiels. La pente de la Nakalé passe par exemple de 5 à 3 % et celle de la Kouangoué de 8 à 3 %. Le lit n'est pas calibré et présente d'importantes variations de largeur.

Ainsi, le lit de la Kouangoué, dans la partie amont de la zone de dépôt, est encore à caractère torrentiel, encaissé, de largeur à peu près constante (moins de 50 m) et de pentes comprises entre 8 et 10 %. Les apports en sédiments sont réalisés par une importante ravine et une décharge minière en rive gauche et deux petits glissement en rive droite. Aucune rupture de pente n'apparaît avec le tronçon amont qui présente un lit rocheux de pentes identiques. Ce secteur de gorge a donc atteint son profil d'équilibre autour de 8 à 10 %. Directement en aval du lit encaissé, en un secteur plus large et de pente égale à 8 %, un deuxième torrent de rive gauche construit un cône de déjection en



ORGANISATION DU LIT DE RIVIERE AU NIVEAU DE LA CONFLUENCE
DU CREEK KOUANGOUÉ ET D'UN LIT TORRENTIEL

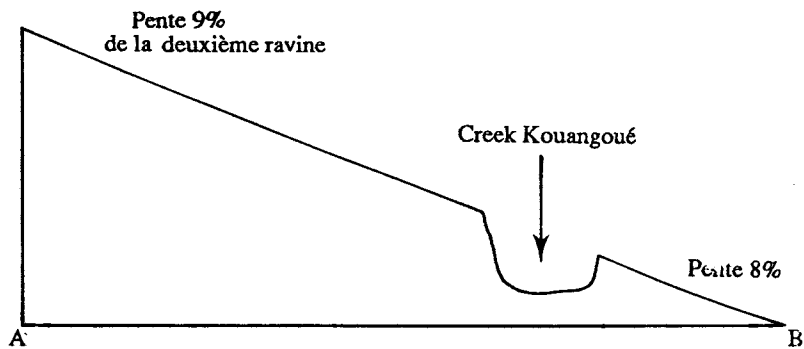
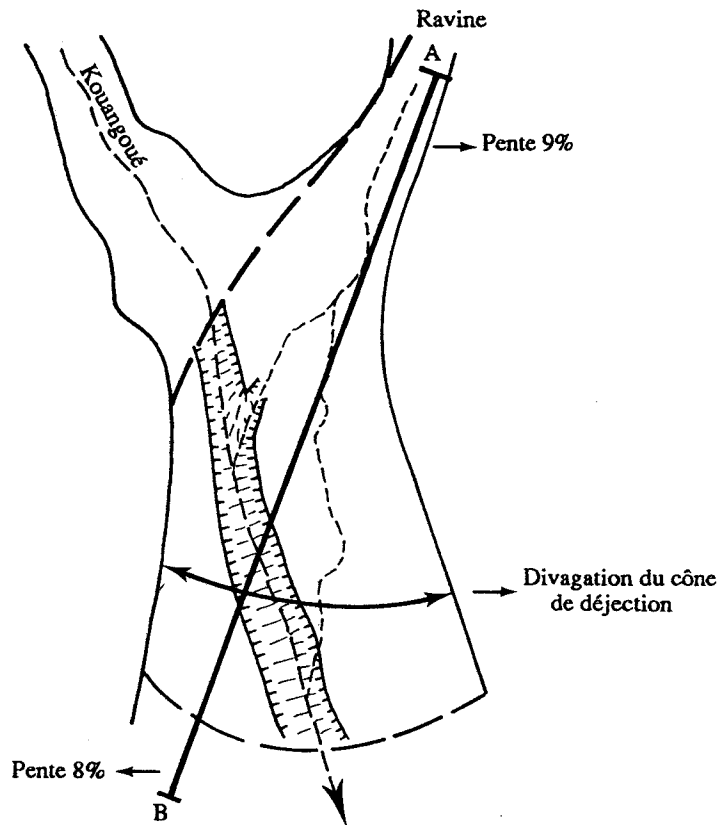


Fig. 41

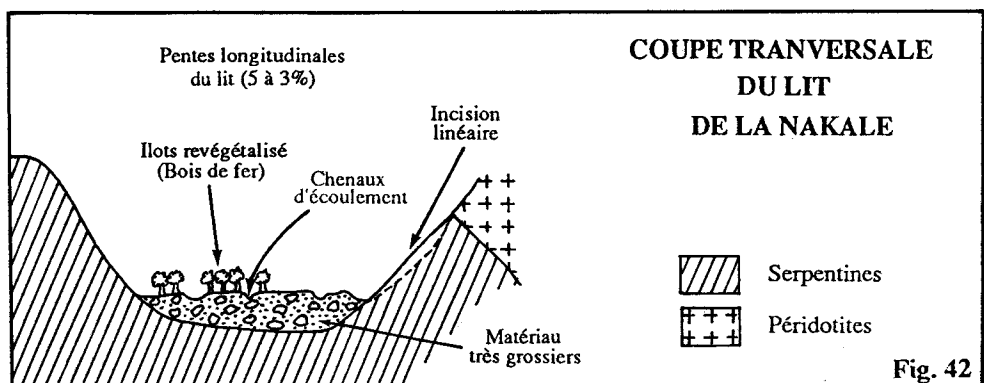


Fig. 42



son point de confluence avec la Kouangoué (fig. 41). Cette dernière recoupe le cône en son pied et forme un large chenal encaissé. La partie aval de la zone de dépôt est nettement plus large (de 125 à 250 mètres), constituant une plage de sédiment grossier de pente inférieure à 8 %, sur laquelle s'écoulent en période de basses eaux plusieurs lits mineurs oscillant en tresse d'un bord à l'autre de la plage d'accumulation. Ces chenaux d'écoulement divaguant sur les alluvions grossières, sont séparés par des bancs de matériau.

La rivière Nakalé, qui recouvre un bassin-versant de 27 km², présente elle aussi, dans sa partie aval, un lit en tresse caractéristique, les bancs de sédiments grossiers étant en partie recolonisés par la végétation (Bois de fer notamment).

On retrouve ce type de lit lorsque les cours d'eau, qui s'écoulent vers la plaine de Guadalcanal, traversent le secteur des collines. Mais leur font suite directement en aval, en plaine, des lits à méandres ou des lits calibrés, présentant une toute autre morphologie et une dynamique très différente.

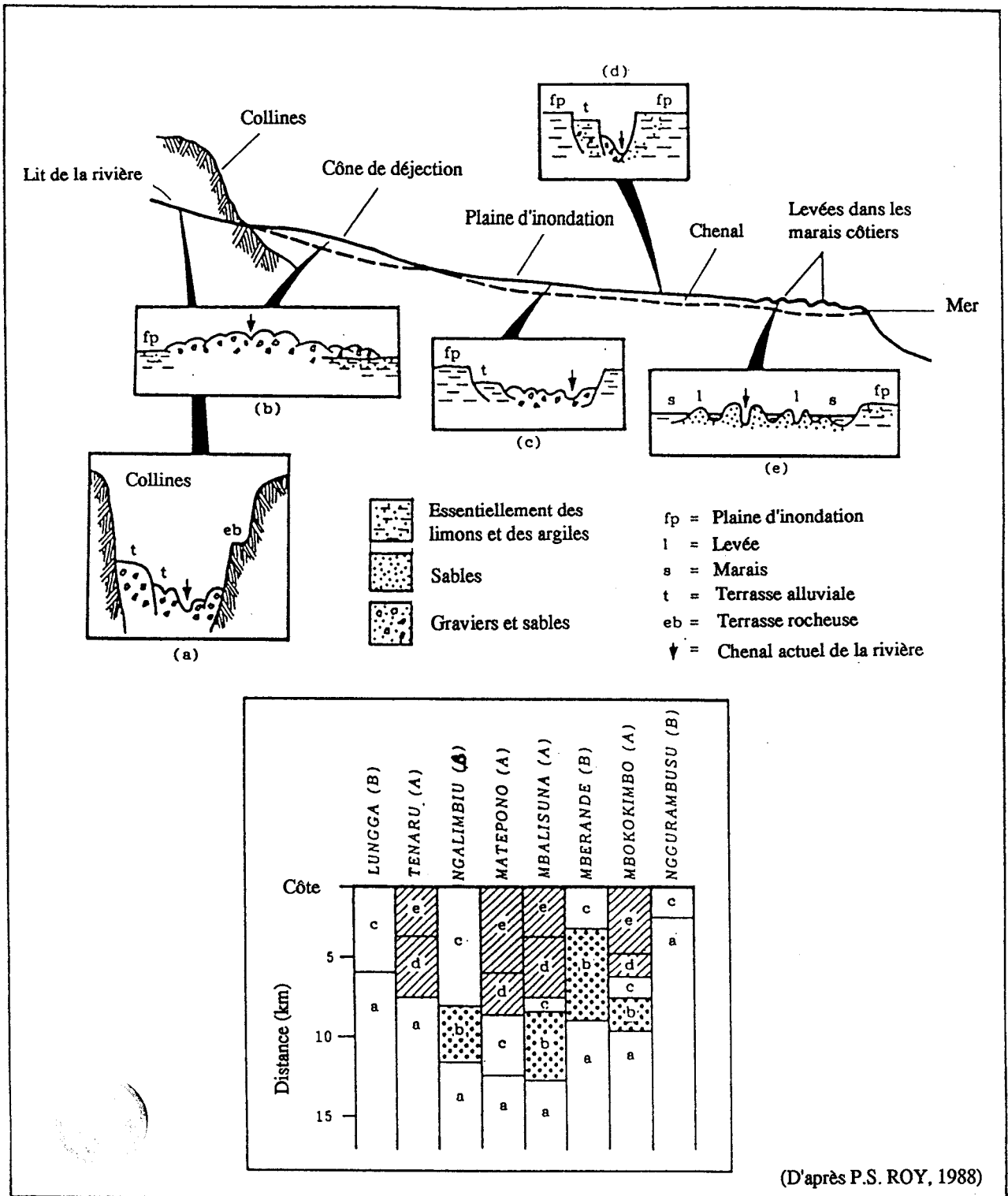
II.2.4.3 LES LITS A FONDS MOBILES

Les lits à fonds mobiles regroupent les lits à méandres et les lits calibrés, creusés dans des formations meubles. Les lits à méandres sont caractérisés par des courbures assez irrégulières, tant pour les cours d'eau qui s'écoulent dans la plaine Nord de Guadalcanal, que pour les rivières étudiées en Nouvelle-Calédonie (Pouembout et Thio notamment). Les lits calibrés, à berges à peu près stables, généralement colonisées par la végétation, présentent des bancs alluviaux, latéraux ou médians, qui s'allongent dans le sens du courant.

. Les rivières de la plaine alluviale de Guadalcanal

La plaine alluviale de Guadalcanal, qui s'étend sur environ 290 km², est la plus grande plaine du Sud-Ouest Pacifique, exceptés celles de Papouasie Nouvelle-Guinée. Elle constitue une importante richesse agricole pour les îles Salomon et un potentiel non négligeable de développement. Elle est le produit de huit deltas coalescents, qui se sont progressivement construits à partir du milieu de l'Holocène. Les deltas de 8 rivières (Lungga, Tenaru, Ngalimbiu, Matepono, Mbalisuna, Mberande, Mbokokimbo et Nggurambusu) ont ainsi formé une plaine de 47 km de long sur 10 km de large au maximum.

L'altitude des rivières, au débouché des collines et montagnes dans la plaine alluviale, varie de 4 à 30 mètres. Ces différences peuvent être globalement attribuées à la distance à la côte.



GÉOMORPHOLOGIE DES LITS FLUVIAUX DES RIVIÈRES DE LA PLAINE NORD DE GUADALCANAL

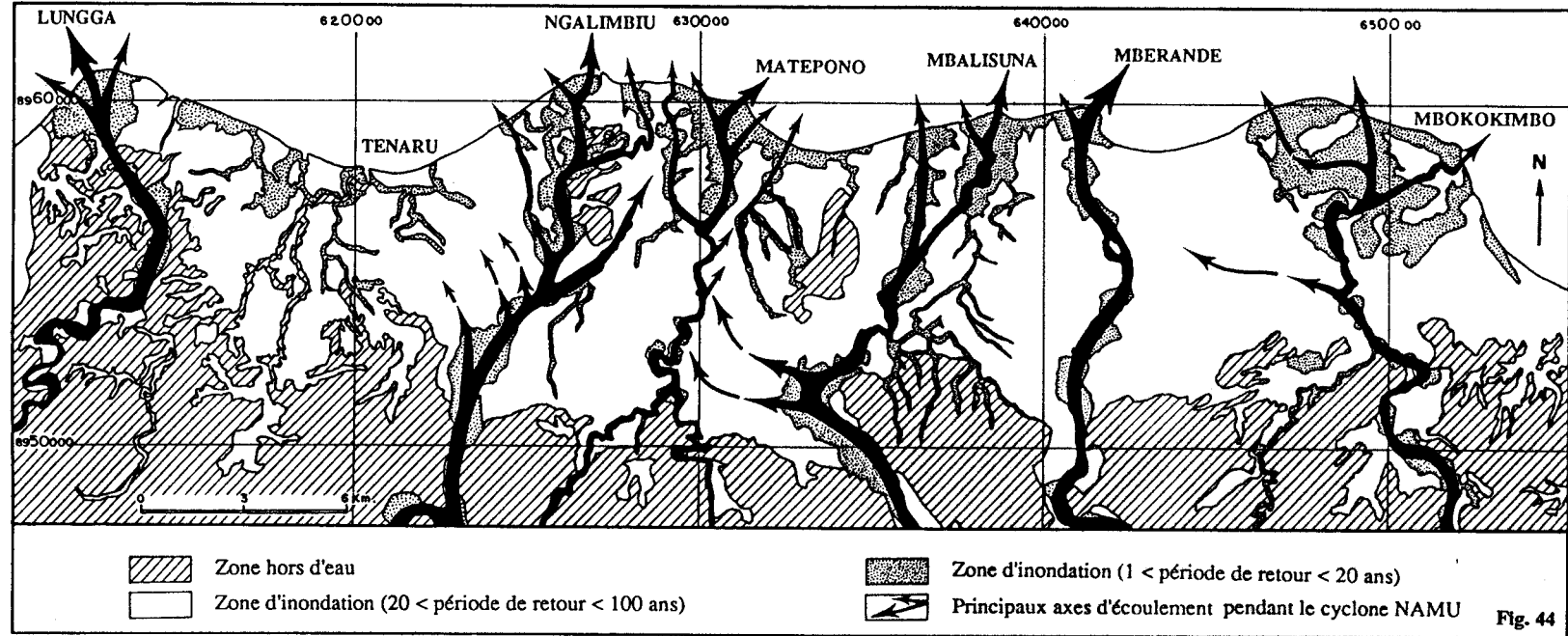
Fig. 43

Les différentes morphologies du lit d'inondation permet de regrouper les rivières de Guadalcanal en deux groupes, désignés A et B, identifiés sur la base de la présence ou de l'absence des morphologies (d) et (e).

(A) : Les rivières se caractérisent par un chenal à méandres, étroit, et une charge sédimentaire composée de fines. (Tenaru, Matepono, Mbokokimbo et Mbalisuna).

(B) : Les rivières se caractérisent par un large chenal accompagné de bancs de graviers et de sables et d'une charge sédimentaire grossière (Lungga, Ngalmibiu Mberande et Nggurambusu).

AXES D'ECOULEMENT PENDANT LE CYCLONE NAMU (18-19 MAI 1986)



Rivières	Altitudes	Distance à la côte (Km)
Lungga	4	2.5
Tenaru	12	6
Ngalimbiu	18	10.5
Mbalisuna	25	11
Mberande	30	9.5
Mbokokimbo	20	7

Lors de la traversée de la plaine alluviale, les cours d'eau présentent des lits à méandres avec des berges et des zones de décantation. L'ensemble de ces caractéristiques caractérise la zone d'inondation. Les critères morphologiques du lit d'inondation varient cependant entre la zone de colline et la mer, présentant aux abords des collines un cône de déjection à éléments grossiers, auquel succède vers l'aval la plaine d'inondation typique, avec lits à méandres et plus en aval encore, le marais côtiers. P.S. ROY (1988) présente les caractéristiques morphologiques de chacune des rivières (fig. 43) et en établit une typologie, basée sur l'absence ou la présence des morphologies suivantes : cours d'eau encaissé et étroit en zone de plaine et levées dans les marais côtiers. Un premier groupe se dégage (Lungga, Ngalimbiu, Mberande et Nggurambusu), caractérisé en plaine par un lit mineur assez large, à méandre, arrivant directement à la mer en formant un delta. Le deuxième groupe de rivière, comprenant la Tenaru, la Matepono, la Mbalisuna et la Mbokokimbo, se caractérise, avant leur embouchure, par un lit assez étroit à méandres puis des marais côtiers à levées alluviales. L'ampleur des sinuosités diffèrent cependant d'un cours d'eau à l'autre comme en attestent les coefficients de sinuosité des lits calculés pour les principaux fleuves (tab. 9). La Mberande se dégage ainsi des autres rivières de par un faible coefficient (1.18).

Lungga	Ngalimbiu	Matepono	Mbalisuna	Mberande	Mbokokimbo
1.50	1.33	1.63	1.56	1.18	1.46

Tab. 9 : COEFFICIENT DE SINUOSITE DES COURS D'EAU DE LA PLAINE NORD DE GUADALCANAL

Toutes ces rivières connaissent de grandes modifications dans leur tracé, comme en attestent les cartes d'évolution des cours d'eau (fig. 14 et 15). La dynamique des cours d'eau, différentes selon les berges (sapement des berges concaves, accumulation des sédiments en rives convexes), induit une tendance au déplacement des méandres. Ces évolutions sont particulièrement sensibles pendant les crues. Le cyclone NAMU des 18 et 19 Mai 1986 a ainsi induit des évolutions de méandres par sapement de rives concaves et création de nouveaux chenaux ou réoccupation de chenaux qui n'étaient alors plus fonctionnels (fig. 44). Des recouvrements de méandres ont été également

observés. Les inondations favorisent par ailleurs le dépôt de sédiments au cours de chaque crue, dans le lit principal pour la plupart des crues et parfois dans la totalité du lit majeur si il y a débordement. Ils auraient atteint approximativement 30 cm en moyenne pendant le cyclone NAMU sur l'ensemble de la plaine (DANITOFEA et al, 1987), avec bien entendu des variations localement.

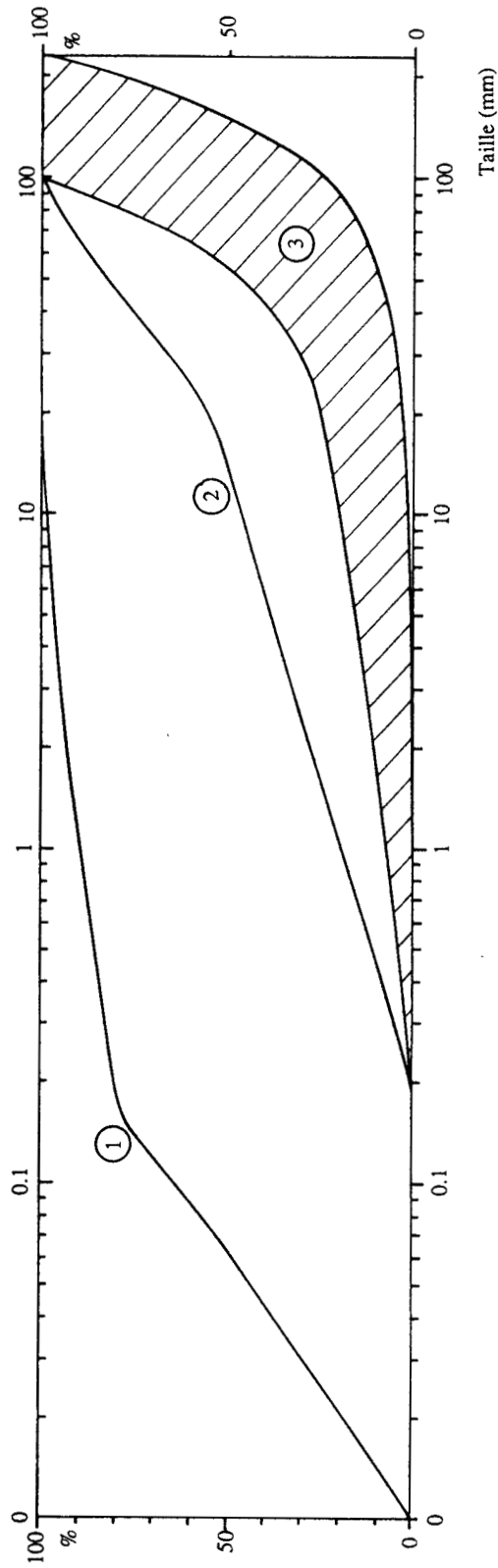
. Les évolutions de cours d'eau de plaine en Nouvelle-Calédonie

L'arrivée dans les lits de rivière, d'une charge sédimentaire grossière à galets, est relativement rare dans les régions de plaines et de collines tropicales, en raison notamment d'une altération intense des galets (TRICART, 1965). Certains cours d'eau de Nouvelle-Calédonie notamment, mais également ceux de l'île de Guadalcanal dans le secteur des collines, échappent en partie à cette règle. Les apports sédimentaires, d'origine anthropique (activité minière en Nouvelle-Calédonie) ou naturelle (laves torrentielles, coulées de débris, sapement des terrasses anciennes à éléments grossiers mises en place dans des conditions morphoclimatiques différentes des actuelles), déterminent en effet une granulométrie grossière des alluvions. La mise en mouvement de ces matériaux grossiers est bien entendu discontinue dans le temps, discontinuité d'autant plus accusée, que l'on se trouve en domaine tropical, où les variations climatiques sont brutales au cours d'une année. L'analyse de la rivière Thio illustre le cas d'un cours d'eau soumis à la conjugaison d'une violence hydroclimatique et d'un apport considérable de sédiments lié aux décharges minières et aux déstabilisations naturelles.

Le lit de la Thio peut être décomposée en trois secteurs. Si le lit est rectiligne dans la partie haute du bassin (coefficient de sinuosité ne dépassant pas 1.05), la moyenne Thio décrit un cours encaissé, très sinueux, sur 8.5 km (coefficient de sinuosité égal à 1.53), entre la Thio à sa confluence avec la Karangoué et le lieu dit Champagne, en aval de la confluence avec la Kouangoué.

La pente moyenne du cours d'eau est plus faible qu'en amont (0.08 % contre 0.8 %), et plusieurs affluents se concentrent en ce secteur : la Nakalé (28.05 km²) et la Nembrou (48.17 km²) en rive droite, la Karangoué (67.27 km²) et la Fafaina en rive gauche. La rivière Thio édifie ensuite, au débouché du massif, une plaine alluviale de 6.25 km², inondable dans sa quasi totalité. Etroite (500 m de large en aval de la confluence avec la Kouangoué, et 2.5 km seulement en son delta), elle est dominée en rive gauche par le plateau de Thio qui s'élève rapidement à plus de 600 m d'altitude, et par le mont Napou en rive droite, haut de plus de 900 m. L'étroitesse du lit majeur et la courte distance qui sépare le cours d'eau du débouché du massif à la mer (à peine 5 km) confèrent au lit de la Thio, dans sa partie aval, une faible sinuosité (coefficient égal à 1.13). Mais une morphogénèse active, en raison d'une exploitation minière intense, ancienne de plus de 100 ans sur certains sites du bassin de la Thio, s'observe bien souvent, par des modifications du cours d'eau.

SEDIMENTS DE LA RIVIERE THIO EN 1991
 COURBES GRANULOMETRIQUES
 Fig. 45



- 1 - Pont de Thio (2.2 km en amont de l'embouchure)
- 2 - Amont confluence Thio - Creek Cimetière (4.7 km en amont de l'embouchure)
- 3 - Courbe enveloppe des sédiments de la Thio amont, à plus de 6 km de l'embouchure



CARACTERISTIQUES GRANULOMETRIQUES
DES SEDIMENTS DE LA THIO EN 1991

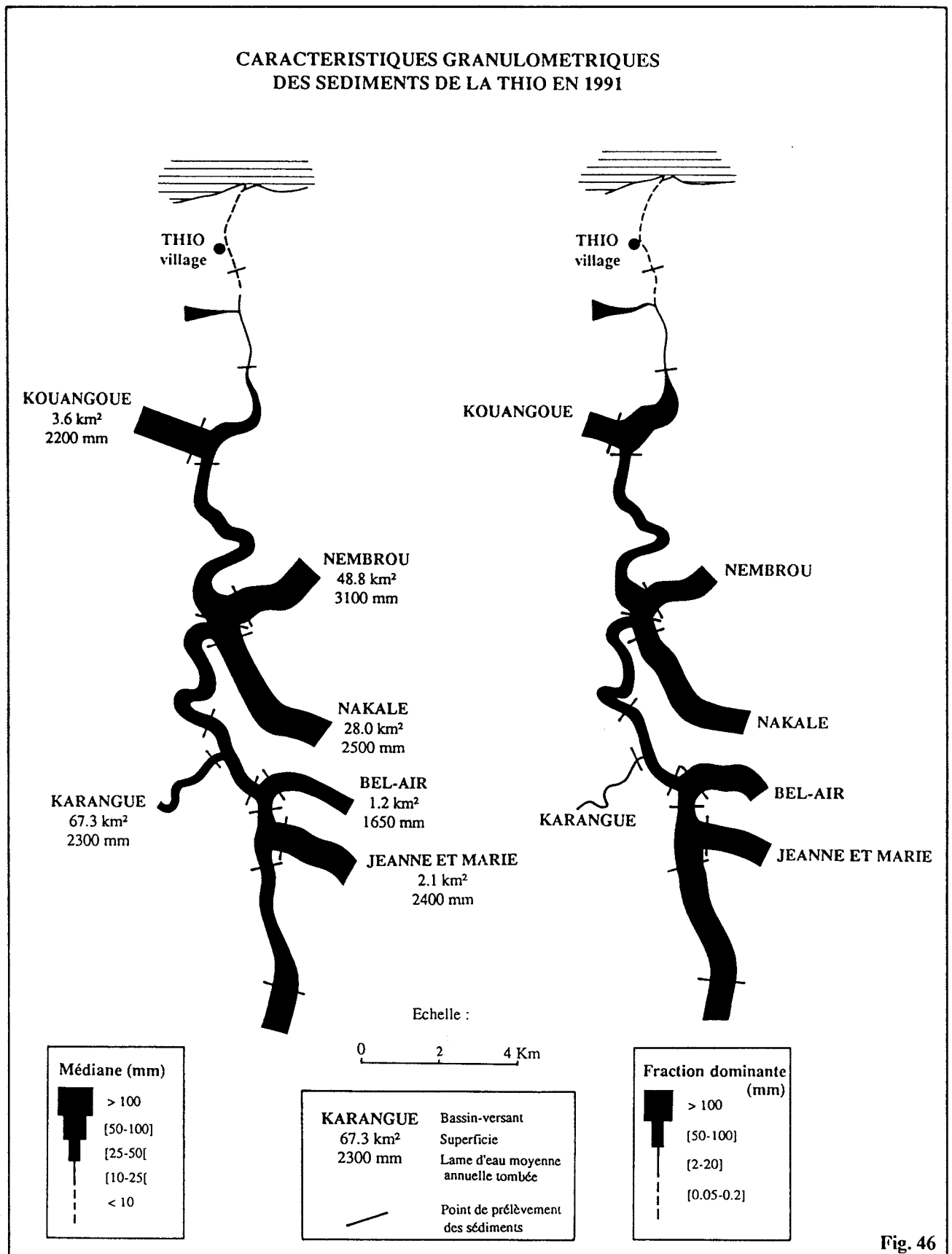


Fig. 46

Site	A / L	SF	SG	2/20 mm	20/50 mm	50/100 mm	> 100 mm
Thio 1	43.62	34.96	14.08	7.34	-	-	-
Thio 2	0.40	0.66	22.55	30.76	29.22	16.41	-
Thio 3	0.05	0.21	6.59	7.28	17.07	68.80	-
Thio 4	0.03	0.02	0.97	6.69	23.97	42.15	26.17
Thio 5	0.08	0.07	1.72	4.04	11.51	28.36	54.22
Thio 6	0.44	0.53	9.55	10.22	24.14	55.12	-
Thio 7	1.06	8.94	9.89	16.25	5.76	42.60	15.50
Thio 8	0.40	0.22	7.78	14.93	9.07	49.90	17.70
Thio 9	0.31	0.53	3.38	12.02	11.36	35.05	37.35
Thio 10	0.27	0.29	8.71	7.80	5.83	12.55	64.55
Nakalé	0.23	0.70	1.82	1.71	7.00	33.47	55.07
Karangué	0.33	0.09	4.22	44.21	13.80	37.35	-
Nembrou	0.37	0.35	1.25	2.26	6.44	19.65	69.68
Bel-Air	0.54	2.29	6.71	8.70	5.56	29.71	46.49
JM	0.45	1.35	1.17	3.38	2.38	19.53	71.74

Site	A / L	SF	SG	2/20 mm	20/50 mm	50/100 mm	> 100 mm
Thio 1	43.62	78.58	92.66	100	-	-	-
Thio 2	0.40	1.06	23.61	54.37	83.59	100	-
Thio 3	0.05	0.26	6.85	14.13	31.20	100	-
Thio 4	0.08	0.15	1.87	5.91	17.42	45.78	100
Thio 5	0.03	0.05	1.02	7.71	31.68	73.83	100
Thio 6	0.44	0.97	10.52	20.74	44.88	100	-
Thio 7	1.06	10.00	19.89	36.14	41.90	84.50	100
Thio 8	0.40	0.62	8.40	23.33	32.40	82.30	100
Thio 9	0.31	0.84	4.22	16.24	27.60	62.65	100
Thio 10	0.27	0.56	9.27	17.07	22.90	35.45	100
Nakalé	0.23	0.93	2.75	4.46	11.46	44.93	100
Karangué	0.33	0.42	4.64	48.85	62.65	100	-
Nembrou	0.37	0.72	1.97	4.23	10.67	30.32	100
Bel-Air	0.54	2.83	9.54	18.24	23.80	53.51	100
JM	0.45	1.80	2.97	6.35	8.73	28.26	100

Tab. 10 : CARACTERISTIQUES GRANULOMETRIQUES DES SEDIMENTS DE LA THIO (% ET % CUMULES)

Les modifications les plus évidentes se dégagent immédiatement en aval des points de confluence des affluents de la Thio, qui drainent les zones minières situées dans les massifs péridotitiques, avec le cours d'eau principal (fig. 46). Le fond alluvial est ainsi alimenté par des apports généralement grossiers, difficilement mobiles dans le cours principal, qui forment des accumulations alluviales le long des berges (bancs latéraux) ou au milieu du cours d'eau (bancs médians). La dynamique du cours d'eau en est changée et des sinuosités peuvent parfois se développer si les courants, déviés par les bancs de graviers ou de sables, viennent saper des matériaux de berges meubles,

sensibles à l'érosion. Tel est le cas, dans la plaine alluviale de Thio, où d'importants apports sédimentaires issus du Plateau de Thio (décharges minières des creeks Cimetière et Corneille), viennent former un banc latéral, en rive gauche, repoussant le cours d'eau vers la berge de rive droite (carte évolutive p. 42). Les variations de la largeur du chenal, évaluées à partir des cartes topographiques au 1/50000^{ème} de 1954 et au 1/20000^{ème} établie d'après les photographies de 1976, montrent également les tendances actuelle à l'engravement du lit mineur sur les 7 derniers kilomètres du parcours de la Thio.

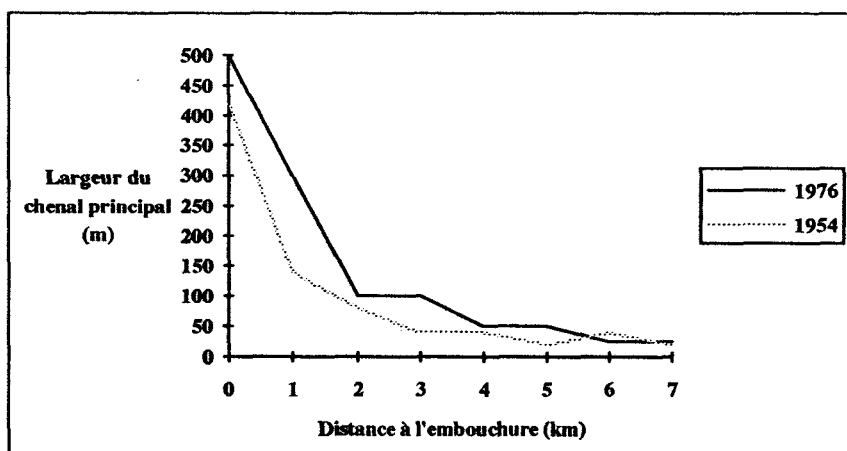


Fig. 47 : VARIATIONS DE LA LARGEUR DU CHENAL PRINCIPAL (AVAL DE LA RIVIERE THIO)

	φ5	φ16	φ25	φ50	φ75	φ84	φ95	Kg	Sk _r
Thio1	16.57	16.55	16.53	16.39	16.03	12.29	-13.30	24.56	0.96
Thio 2	15.61	13.42	08.97	-33.2	-113	-156	-249	0.89	0.54
Thio 3	13.62	-56.50	-106	-189	-243	-266	-299	0.94	-0.28
Thio 4	-83.00	-236	-332	-482	-615	-714	-731	0.94	-0.13
Thio 5	-33.20	-133	-183	-332	-339	-349	-355	0.85	-0.85
Thio 6	14.08	-6.64	-63.1	-176	-249	-276	-309	0.71	-0.22
Thio 7	16.34	13.95	04.98	-169	-223	-249	-302	0.57	-0.28
Thio 8	14.28	-3.32	-66.4	-209	-289	-316	-349	0.67	-0.28
Thio 9	09.63	-49.80	-130	-256	-332	-336	-349	0.73	-0.46
Thio 10	14.95	-26.60	-176	-332	-339	-342	-352	0.92	-0.91
Nakalé	-59.80	-176	-219	-332	-365	-395	-412	0.99	-0.49
Karangué	09.30	2.99	-5.32	-56.5	-203	-243	-296	0.63	0.53
Nembrou	-59.8	-189	-256	-369	-395	-402	-419	1.05	-0.70
Bel-Air	15.28	-18.3	-159	-302	-365	-382	-399	0.82	-0.55
JM	-9.97	-203	-282	-349	-369	-382	-399	1.84	-0.69

Tab. 11 : INDICES GRANULOMETRIQUES DES SEDIMENTS DE LA THIO

Les apports en sédiments des affluents du cours de la Thio se traduisent très souvent par des variations brutales des caractéristiques granulométriques des matériaux de fond de lit. Ces variations sont particulièrement perceptibles aux points de confluence des cours d'eau qui drainent les zones d'extraction minière avec la rivière Thio. La médiane granulométrique passe de -170 à -330 à la confluence avec la Nakalé et à -482 à la confluence de la Nembrou et de la Thio. L'indice de normalité augmente brutalement de 0.57 à 0.85 puis 0.94, indiquant l'importance croissante de la fraction grossière dans la distribution. Les cartes construites à partir des valeurs de médiane (en mm) et des fractions dominantes (en mm) des divers échantillons prélevés le long de la rivière Thio, schématisent ces variations de granulométrie (fig. 46). Seuls les quatre derniers kilomètres présentent des sédiments relativement fins (médiane inférieure à 10 mm et fraction dominante comprises entre 0.05 et 20 mm). Ailleurs (sous-bassins et cours d'eau principal), la médiane est toujours supérieure à 25 mm et la fraction dominante à 50 mm, à l'exception de la Karangué, issue des formations volcano-sédimentaires avec une médiane égale à 22 mm et la fraction 2-16 mm comme fraction dominante. Les apports anthropiques sont pour beaucoup à l'origine de l'importance de la fraction grossière. Les galets constituent un stock très important qui évolue plus par désagrégation sur place, que par charriage. C'est pourquoi, en aval des confluences entre le cours de la Thio et les cours d'eau torrentiels, la médiane diminue très rapidement, pour retrouver une valeur médiane comprises entre 25-50 mm (-170 à -200 en unité ϕ), au lieu de valeurs supérieures à 100 mm (ou inférieures à -300 en unité ϕ) à la confluence. Les variations de la granulométrie des sédiments s'observe aussi à la lecture des courbes granulométriques (fig. 45) construites en coordonnées semi-logarithmiques. Les sédiments situés près de l'embouchure présente un faciès de type hyperbolique, la courbe formant une convexité vers le haut. Très rapidement (4.7 km en, amont de l'embouchure), le granofaciès devient de type logarithmique, rectiligne sur une grande partie de la courbe. Mais c'est le faciès parabolique qui prédomine sur la quasi totalité du cours d'eau. La convexité vers le bas est d'autant plus marquée que l'échantillon prélevé est proche des affluents drainant les massifs miniers. La conjugaison d'un écoulement rapide et d'importants apports expliquent ce type de granofaciès. Des apports d'origine anthropique (activité minière), en rive gauche et droite de la Thio, de l'amont à l'aval (Nakalé, Nembrou et Kouangoué notamment) font que le faciès parabolique caractérise les sédiments de la Thio jusqu'à seulement 6 km en amont de l'embouchure.

II.2.4.4 LES EMBOUCHURES DE RIVIERES

La rupture de l'équilibre morphodynamique des lits fluviaux se répercute sur le littoral. Les différents cours d'eau étudiés construisent à leur embouchure des deltas (Thio, Ouenghi, Ouango, et les rivières de la face Nord de Guadalcanal), qui évoluent plus particulièrement au cours des grands épisodes cycloniques. Mais ces embouchures, où interfèrent une dynamique fluviale et une dynamique littorale, connaissent cependant des différences morphologiques en raison des conditions de chacun des milieux (le

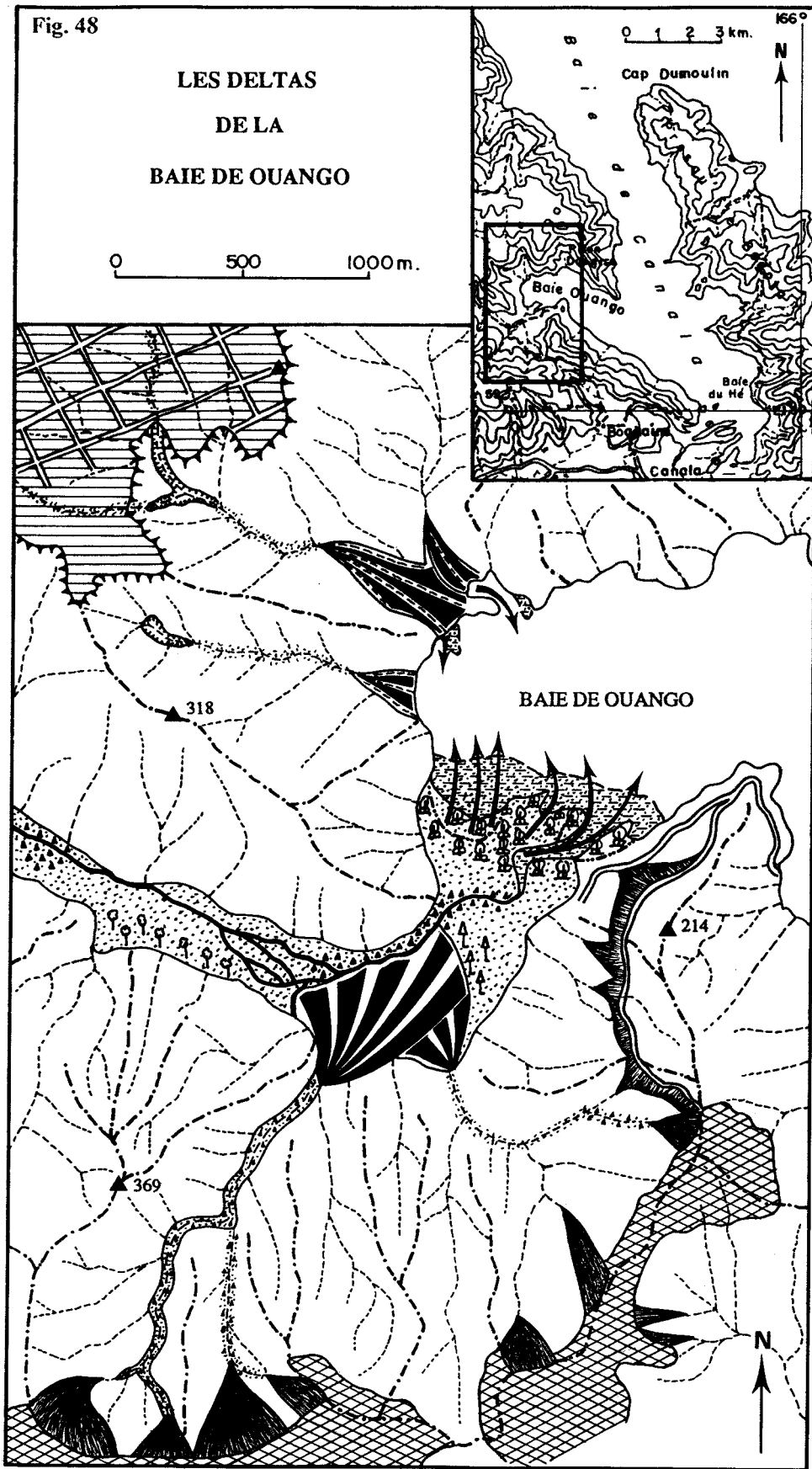
dessin du trait de côte, l'influence des marées et des courants marins, l'apport des matériaux solides et la bathymétrie littorale). Deux grands types de delta se dégagent ainsi :

- des deltas cônes qui se développent par exemple en baie de Ouango (Côte Est de la Nouvelle-Calédonie)
- et des deltas composites qui s'édifient aux embouchures des rivières qui s'écoulent au Nord de Guadalcanal et au débouché de la Thio et de la Ouenghi dans le lagon en Nouvelle-Calédonie.





















. Les deltas cônes

Des conditions particulières sont nécessaires pour l'édification des deltas cônes (éventails deltaïques). Le lit fluvial doit présenter des caractères torrentiels avec forte pente longitudinale, écoulements importants et forte charge solide notamment. Tel est le cas de quelques rivières qui débouchent en Baie de Ouango. La pente longitudinale dépasse les 20 % et les apports sédimentaires sont essentiellement d'origine anthropique (pistes de prospection minières sur le plateau). S'y ajoutent des glissements de terrain liés au sapement des berges des torrents (mouvements probablement liés à une charge sédimentaire croissante assez grossière et donc plus agressive, et peut être à une augmentation du débit ruisselé de par une relative imperméabilisation du milieu par l'ouverture des pistes). Par ailleurs, la dynamique littorale, liée à la situation de fond de baie des deltas, est assez faible. La baie de Ouango constitue en effet un bras de 3 km de long et 75 à 10 m de large, situé à 6 km de l'embouchure de la baie de Canala qui forme elle-même un entrant de 12 km environ (fig. 48). Les eaux étant peu profondes (inférieures à 10 m), un passage progressif, sans rupture de pente se réalise entre la partie aérienne et aquatique des deltas. Ces micro deltas-cônes, large d'une trentaine de mètres au maximum, existaient déjà, sous forme fossile, colonisés par la végétation, avant l'ouverture des pistes et se sont depuis réactivés avec l'apport nouveau de sédiments. Plusieurs bras se dessinent aujourd'hui sur la partie aérienne des deltas-cônes, balayant leur surface d'une rive à l'autre. Deux deltas sont coalescents et forment en front de deltas, au point de convergence des deux flux d'eau douce, une micro flèche, déviée sur la gauche, le torrent de droite étant plus chargé en sédiment et évacuant probablement un débit liquide plus important que le lit torrentiel de gauche. Mais cette flèche n'est pas de formation actuelle, le cours torrentiel le plus actif étant aujourd'hui dévié sur la droite, facilitant ainsi des dépôts sous-marins, dans une direction perpendiculaire à la flèche.

La rivière Ouango, qui occupe un bassin-versant plus important que les précédents torrents (20,28 km² contre 0,75 et 7,33 km²) édifie un delta qui peut être assimilé à un delta cône. L'exploitation minière à ciel ouvert, très développée sur les parties hautes du bassin, s'accompagne d'un volume considérable de stériles, déposés à même les versants. Ces décharges alimentent ainsi, au cours des cyclones tropicaux plus particulièrement, les nombreux petits cours d'eau torrentiels en une charge solide qui transite jusqu'au lit principal. Le raccord avec ce dernier se matérialise par la



LEGENDE

1 - Cadre topographique général		4 - Formes et dynamiques fluviale et littorale	
	Lignes de crête		Cours d'eau intermittents très peu chargés en sédiment
	Rebords de plateau cuirassé		Lits torrentiels moyennement chargés en sédiment
2 - Anthropisation du milieu			Lits torrentiels très chargés en sédiment
	Pistes et chemins de prospection		Lits en tresse
	Zones d'extraction minière		Cônes de déjection très actifs
3 - Zones d'alimentation en sédiments			Cônes de déjection récents, végétalisés et légèrement réactivés
	Décharges minières et déblais routiers		Chenaux d'écoulement sub-aquatiques
	Arrachements		Limites de côte en 1976
4 - Caractéristiques des sédiments		5 - Végétaux et formations végétales du lit fluvial et du littoral	
	Alluvions très grossières		Maquis minier
	Lits fluviaux		Pinus
	Domaine marin		Mangrove
} Sables, limons et argiles			

construction d'un cône de déjection. Ces matériaux sont ensuite en partie remobilisés par le cours d'eau principal qui a acquis, en particulier depuis la période d'ouverture des mines, une dynamique à fond mobile, caractérisée par un lit en tresse sur les quatre derniers kilomètres de son parcours (la longueur totale du cours d'eau étant de 7 km). La pente du lit est très faible (1,66 % pour la totalité du cours). Mais le dernier affluent de rive droite, d'une superficie de 1,5 km², dont la confluence avec la Ouango se situe à 50 m du littoral et seulement à 30 m du principal chenal d'écoulement du delta, apporte un volume considérable de matériaux hétérométriques. Ces matériaux proviennent des décharges minières et comprennent donc des débris de roches ultrabasiques (galets et blocs de péridotites, sables issus de la désagrégation des blocs de péridotites), et des produits provenant de l'altération du substrat ultrabasique (latérite, hydroxydes de fer, grains de chromite). Le lit, de pente longitudinale égale à 28,6 %, présente des caractères typiquement torrentiels (forte charge sédimentaire, forte pente, petit bassin-versant, convergence des eaux de deux bras supérieurs de même longueur) et développe en un point de rupture de pente aux alentours de 20 mètres d'altitude, un cône de déjection qui occupe la quasi totalité du lit de la Ouango. Ce cône de déjection est dissymétrique (75 m de long, 50 m de large en son milieu et seulement 35 m en aval), en raison des conditions topographiques (barrière montagneuse en rive gauche qui repousse le torrent sur la droite) et de la Ouango qui vient saper la base du cône de déjection et plus particulièrement le front gauche. Par ailleurs, un deuxième cône de déjection, de plus petite taille (25 m de long sur 25 m de large au maximum) s'édifie sur le droite du précédent. Un triage des matériaux s'effectue de l'amont vers l'aval du cône, facilité par la colonisation du front de cône par des pinus. La Ouango se recharge ainsi en éléments grossiers en sapant la base du cône de déjection et le delta progresse malgré un deuxième filtre encore plus efficace que constitue la mangrove et qui stabilise par ailleurs le matériau accumulé face aux vagues. Si le cône de déjection ne se construit pas directement dans la baie, il n'en constitue pas moins une source importante de matériaux, sablo-limoneux notamment, qui viennent s'accumuler et faire progresser le front de delta comme en atteste l'évolution définie à partir de photographies aériennes (couverture de 1976 et 1985).

. Les deltas composites

Les deltas composites, que sont les deltas de la Thio et de la Ouenghi en Nouvelle-Calédonie et les deltas formés par les cours d'eau de l'île de Guadalcanal, présentent des caractéristiques géomorphologiques très différentes des précédentes formes compte tenu des conditions du milieu.

. *Dynamique actuelle des deltas de Nouvelle-Calédonie*

La plupart des fleuves de la Grand Terre s'écoulent dans un lagon de largeur variable (1 à 15 km) et long de 400 km environ. Un récif barrière, plus ou moins

continu sépare le lagon de l'océan. De nombreuses passes, qui correspondent à des paléo-vallées fluviales datant du Quaternaire (LAUNAY, 1972), entrecoupent le récif barrière. Ces paléo-vallées ont été ennoyées et progressivement se sont formés des deltas aux embouchures des rivières.

Deux types d'évolution actuelle, représentés par les exemples de la Thio (côte Est) et de la Ouenghi (côte Ouest), sont caractéristiques de la dynamique sédimentaire des deltas composites de Nouvelle-Calédonie. La charge solide, qui transite par les lits fluviaux, en période de crue notamment, vient en partie se sédimenter dans les embouchures.

Dans le cas de la Thio, la plaine côtière et le delta de faible étendue, sont encadrés en rive droite et en rive gauche par un massif montagneux. Le parcours des matériaux dans le lit fluvial est beaucoup plus court que celui de la Ouenghi. Le matériel sédimentaire doit, dans ce dernier cas, être transporté, au débouché du massif ultrabasique, sur encore 15 km en plaine, avant d'atteindre l'embouchure. Dans le cas de la Thio, les deux derniers torrents les plus chargés en sédiment ne sont qu'à 3 et 2 km de l'embouchure du delta, en rive gauche. Leur charge sédimentaire provient directement du plateau de Thio, un des premiers centre d'exploitation du minerai de nickel, ouvert dès la fin du XIX^{ème} siècle. Par conséquent, les matériaux transportés par le cours d'eau (en suspension ou par saltation plus particulièrement) diffèrent entre les deux cours d'eau, les sources en sédiments étant plus proches du delta pour la Thio que pour la Ouenghi et de nature différentes puisque essentiellement issus du milieu ultrabasique pour la Thio et d'origine ultrabasique et sénonienne (siltites et arénites) pour la Ouenghi. Les teneurs en sable sont plus importantes pour la Thio que pour la Ouenghi dans le lit fluvial, dans des conditions dynamiques semblables, soit moins de 5 % de sables sur la Ouenghi (DUGAS F. 1974) et 52,38 % à Thio, en amont du Pont (prélèvement de Décembre 1991). Le taux de la fraction sableuse est même plus important, atteignant plus de 95 %, pour un échantillon prélevé sur une plage au pied du Bota Méré, pointement ultrabasique, situé sur le littoral, au centre du delta de la Thio. La fraction sableuse prédomine (surtout les sables grossiers dont le taux s'élève à 80,27%) en raison de l'influence de la mer (marée, houle et clapot). La fraction sableuse, qui migre avant tout par saltation, emprunte le chenal principal d'écoulement à Thio, alors que la fraction fine, prédominante sur la basse Ouenghi, se déplace en suspension dans les eaux et occupe tout le lit majeur. Si une partie atteint directement le lagon pour se redéposer sous la forme de barre, une autre fraction est filtrée par la mangrove qui longe les chenaux d'écoulement de la Ouenghi, et le front de delta plus particulièrement. La fraction fine est également en partie filtrée, à Thio, par la mangrove, mais cette formation végétale est beaucoup moins présente que sur la Ouenghi, seulement le long des chenaux de marée actuels ou d'anciens chenaux marécageux en rive droite.

Les rapports entre la mangrove et la sédimentation ont été finement décrits par BALTZER (1971, 1974 et 1982) pour le delta de la Dumbéa (côte ouest de la Grand Terre) et nous en rappelons brièvement les idées maîtresses. Sur la côte occidentale où elle est la plus fréquente, la mangrove, composée de *Rhizophora micronata*, de

Bruguiera cryopetala et d'*Avicennia officinalis*, a tendance à freiner la vitesse des eaux et à en réduire la turbulence par le développement des racines échasses et des pneumatophores. La répartition de ces espèces halophiles varie avec les conditions de drainage des sols, la salinité des eaux interstitielles, les hauteurs caractéristiques atteintes par les marées au cours d'un cycle annuel. Les *Avicennia* sont ainsi plus fréquents à l'altitude atteinte par les hautes mers en vive eau et les *Bruguiera* et *Rhizophora* coïncident avec le niveau de haute mer de morte eau. En position abrité, la zonation classique est donc, de la mer vers l'intérieur, le genre *Rhizophora*, puis *Bruguiera* et dans les parties supérieures, une colonisation par les *Avicennia*. Mais en présence de milieux instables (bord concave de chenal, zone soumise au clapot), cette zonation peut être modifiée si l'érosion est trop sévère. Les *Rhizophora* résistent en effet difficilement à l'érosion, à la différence des *Bruguiera* compte tenu de la longueur des plantules, du mode d'ancrage et de l'aptitude à reprendre après l'ablation. Aussi, la présence du genre *Bruguiera* en bordure d'eau libre (chenal ou littoral) est sans aucun doute la marque d'une ablation. Par contre, les *Rhizophora* peuvent être considérés comme une espèce pionnière, dans la mesure où ce type de palétuviers stabilise les formes d'accumulation en formation. A la différence des *Avicennia*, qui se reproduisent par des plantules en forme de bille nécessitant un vase couverte d'une nappe d'eau de quelques millimètres d'épaisseur, les *Rhizophora*, dont les plantules prennent la forme de cigare, se développent dans une nappe d'eau qui peut atteindre 20 centimètres d'épaisseur. Les *Avicennia* ne peuvent croître sous l'eau de mer à la différence des *Rhizophora*. Nous retrouvons ainsi des *Rhizophora* en développement sur les récentes accumulations de delta de la Thio, et nous avons la même chose sur les deltas-cônes de la baie de Ouango. Les *Rhizophora*, qui fixent les atterrissements, favorisent par conséquent l'accroissement des deltas.

Ainsi, la Ouenghi, caractérisée par un lit majeur plus important qu'à Thio, un développement de la mangrove filtrante, des transports solides composés essentiellement de fines qui se déplacent en suspension dans tout le lit d'inondation et de sables, évolue peu, dans sa partie aérienne en tout cas. La seule évolution notable est caractérisée par des dépôts de barre sous-marins. Ce type de construction deltaïque est caractéristique d'un écoulement hypopycnal, les chenaux fluviaux chargés en sédiment arrivant dans des eaux plus calmes qui forment un coin salé contre le fond. La barre d'embouchure se construit par sédimentation massive des matériaux les plus grossiers au débouché du fleuve, les particules fines étant transportées vers le large. La Thio, caractérisée par des eaux particulièrement chargées en sable en son embouchure, un lit d'inondation plus étroit et ouverture vers la mer plus réduite, induisant donc une vitesse de courant plus importante, voit progresser son delta, dans l'axe du chenal d'écoulement principal par un ensablement qui vient partiellement obstruer l'embouchure.

. *Dynamique actuelle des deltas de la plaine de Guadalcanal*

L'évolution des deltas de la plaine de Guadalcanal diffère d'Est en Ouest, l'accroissement des deltas des rivières Mbokokimbo, Mberande et Mbalisuna étant très important entre 1971 et 1986 par rapport aux deltas des rivières de l'Ouest (Lungga, Ngalimbiu et Matepono). Outre la charge sédimentaire qui peut varier d'un cours à l'autre, et dont nous n'avons aucune information, quelques éléments peuvent expliquer ces importantes divergences.

La vitesse des cours d'eau, qui agit sur la capacité de transport des sédiments, peut être ralentie par :

- des sapements de berges et des divagations de lit, très fréquents sur la Ngalimbiu, la Matepono et dans une moindre mesure la Lungga et nettement moins fréquent sur la Mberande au cours peu sinueux (coefficient de sinuosité égal à 1.18),

- et des débordements multiples, dans un lit majeur très étendu, en période de crue, sur la Ngalimbiu et la Matepono, et cependant plus rares sur la Mbalisuna, la Lungga et la Mberande notamment, comme en atteste la cartographie des principaux axes d'écoulement et de débordement établie suite au cyclone NAMU (fig.44 p. 107).

Cette perte d'énergie, plus importante pour les cours d'eau de l'Ouest, et plus particulièrement la Ngalimbiu et la Matepono, induit le dépôt d'une grande partie des sédiments, avant l'embouchure, dans les zones d'inondation. A cela s'ajoutent, pour la Lungga, des conditions bathymétriques peu favorables. Le front de delta est caractérisé par une pente très forte, se prolongeant par un canyon, à la différence des autres deltas qui présentent un profil à pente plus douce (plate-forme LENGGO). Les transports solides de la Lungga, rivière présentant le plus fort débit de toute la plaine, sont évacués par le canyon sous-marin.

Deuxième Partie

DES FACTEURS D'INSTABILITE A LA CARTOGRAPHIE DES ALEAS NATURELS

La démarche qui sous-tend notre raisonnement depuis le début de cette recherche, se décompose en 2 phases. Elle recouvre dans un premier temps une approche essentiellement descriptive des instabilités de terrain (cartographie extensive et évolutive, typologie et caractérisation des instabilités), puis une phase analytique débouchant sur la cartographie de l'aléa naturel.

Les mouvements de terrain et les inondations sont la réponse de la dynamique hydro-climatique de la région à la structure géomorphologique d'un versant ou d'un bassin-versant et à l'anthropisation du milieu. La phase analytique consiste donc à examiner et délimiter les facteurs naturels permanents (topographie, géologie, végétation), dont dépend la localisation des instabilités de terrain, et les facteurs aléatoires (climatologie, hydrologie et activités humaines), qui sont responsables du déclenchement de l'instabilité des versants et des inondations. Cette analyse vise à établir notamment une graduation des aléas à partir de l'étude des relations entre les instabilités de terrain et les facteurs.

Concernant les risques morphodynamiques, différentes approches, en vue d'une prédiction des zones potentiellement instables, ont été développées, partant du simple inventaire des mouvements de terrain existant, et de cartes représentant de multiples facteurs (pentes, géologie, sols et autres variables). L'extrapolation non automatisée (type ZERMOS), qui relève de la capacité individuelle d'interprétation, part de l'inventaire des mouvements de terrain et de différents paramètres explicatifs pour l'élaboration de la carte des aléas.

Mais l'utilisation croissante de modèles dans l'étude de la distribution des sols et des formations superficielles dans le paysage et dans l'analyse des mouvements de terrain, permet de comprendre et d'analyser l'hétérogénéité du système naturel et de lever ainsi une part de subjectivité que l'on retrouve dans les démarches traditionnelles. De récentes études essaient ainsi d'évaluer les zones d'instabilité potentielle à travers l'utilisation de différents paramètres numériques intégrés au sein d'un système d'information géographique et des techniques de modélisation multivariée (NIEMANN K.O, 1991; LOPEZ H.J., 1991; MEIJERINK A.M.J., 1990; LANTIERI *et al*, 1990; BOCCO G. *et al*, 1990). Ces nouvelles approches nécessitent un codage des différents facteurs. Les informations cartographiques, utilisées dans le cadre de cette étude, seront plus ou moins élaborées selon qu'elles font l'objet d'une intégration brute de la donnée (images satellitaires ou aériennes), d'une simple numérisation des contours avec attribution de l'information sémantique (géologie, occupation du sol ...), ou au contraire d'un traitement informatique (calcul des pentes et des convexités de versant, classification des images satellitaires ou aériennes). Le système informatique permet de s'affranchir des problèmes inhérents à la nature et au nombre des données, de repérer ces données dans un référentiel géographique identique, impliquant le calage géométrique des données spatialisées. La qualité des travaux dépendra donc de la qualité du référentiel géographique ainsi constitué, qualité géométrique (précision géométrique, cohérence de la topologie) et qualité sémantique.

Chapitre I

LES FACTEURS D'INSTABILITE

L'instabilité des terrains relève de causes complexes fondées sur la convergence de deux séries de paramètres, les uns propres au système naturel (dynamique climatique et évolution géomorphologique), les autres induits par l'anthropisation de l'espace. En outre, dans un milieu où la violence des crues peut parfois se montrer désastreuse, tant d'un point de vue hydrologique que morphodynamique, il convient de rechercher, dans l'organisation de l'espace hydrologique et la dynamique atmosphérique, les facteurs qui peuvent jouer un rôle dans la genèse des crues, agent principal d'ablation dans la zone alluviale, et de transport des sédiments.

L'analyse des risques naturels envisage ici l'étude du fonctionnement global des bassins-versants, sous l'angle des processus morphogéniques et de la dynamique des eaux. L'étude des risques morphodynamiques fait appel aux techniques de différentes disciplines scientifiques, entre autres la géomorphologie, la géologie, la pédologie et la climatologie. Le champ d'étude devient encore plus large avec l'analyse des risques torrentiels puisqu'il intègre non seulement l'étude de l'érosion torrentielle en tant que telle (c'est à dire l'ensemble des processus morphogéniques qui affectent un bassin-versant), mais également une approche hydrologique qui s'intéresse aux débits liquides et aux mécanismes de transport des matériaux (M. MEUNIER, 1989). L'étude des risques d'inondation apporte enfin des éléments à propos de la dynamique morphologique des cours d'eau. Elle fait appel avant tout à une approche hydrologique.

I.1 LE POIDS DES FACTEURS PERMANENTS DANS L'INSTABILITE DES TERRAINS ET LA GENESE DES CRUES

I.1.1 LES FACTEURS TOPOGRAPHIQUES

Le facteur topographique doit être perçu à l'échelle du bassin-versant pour définir le cadre topographique général dans lequel ont été observées les différentes instabilités de terrains et pour apprécier le rôle des caractéristiques physiographiques dans la genèse et le développement des crues. L'analyse à l'échelle du versant permettra de déterminer les caractéristiques morphométriques des mouvements de terrain.

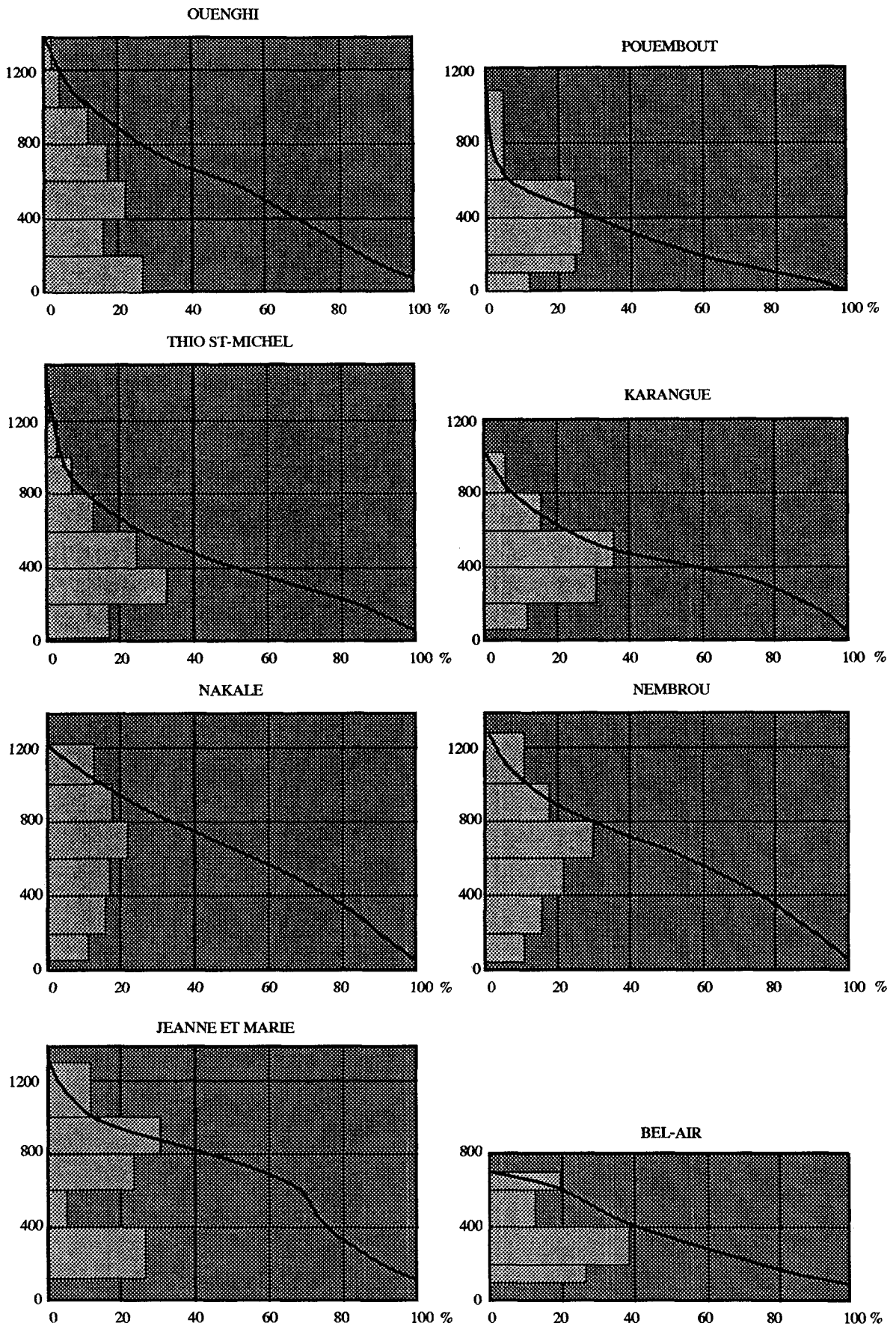
I.1.1.1 LE CONTEXTE TOPOGRAPHIQUE

. Les caractères physiographiques généraux des bassins-versants

La Grande Terre de Nouvelle-Calédonie, constituée par une chaîne montagneuse longitudinale dissymétrique (DUPON J.F. , 1981, in Atlas ORSTOM), oppose un "versant" oriental abrupt, aux vallées encaissées, à un "versant" occidental globalement moins pentu, se terminant par des plaines côtières assez étendues. Une organisation semblable se dessine sur l'île de Guadalcanal, la chaîne montagneuse vigoureusement disséquée par d'étroites gorges, plongeant directement dans la mer sur la façade Sud et se prolongeant par une large plaine littorale vers le Nord. L'indice de pente global, qui peut être un bon indicateur de comparaison, précise cette structuration de l'espace, opposant par exemple la rivière Thio (côte Est) à la Pouembout (côte Ouest) avec respectivement un indice égal à 3.3 et 2.8 % (tab. 12). L'indice de pente global s'accroît considérablement pour des cours d'eau de montagne ou intramontagnards (entre 8 et 36.4 % pour quelques affluents de la Thio).

. Le bassin-versant de la Ouenghi - La rivière Ouenghi et ses affluents drainent deux grands ensembles orographiques sur le versant Ouest de la Grande Terre : le massif ultrabasique vigoureusement disséqué par de profondes vallées et les bas reliefs des zones sédimentaires.

Le relief du haut bassin, qui correspond à la retombée Sud-Ouest du massif de roches ultrabasiques, nous offre quelques paysages typiques et correspond à environ 70 % de la superficie totale du bassin-versant. Les rivières se précipitent entre des pentes raides, creusant un réseau de vallées étroites et profondes qui assurent la transition entre des lignes de crête très élevées dépassant 1000 m d'altitude, et de basses collines qui s'ennoient sous la plaine alluviale. Ces longues échines, d'altitudes variées de 500 à 1441 m s'orientent généralement du NO au SE ou perpendiculairement à celles-ci du NE au SO. Les plus hauts sommets s'élèvent souvent à plus de 1000 m d'altitude (Dent de St Vincent : 1441 m, Mt Sindoa : 1341 m, Kongouhaou Nord : 1158 m, Kongouhaou Sud : 1099 m). Si les sommets présentent souvent de rudes crêtes, ils développent parfois des surfaces relativement planes vers 1000 m d'altitude qui font l'objet d'une exploitation minière (Kongouhaou). Des replats intermédiaires, vers 500 m d'altitude, apparaissent sur la courbe hypsométrique qui décrit une légère inflexion entre 400 et 600 m.



CARACTERISTIQUES PHYSIOGRAPHIQUES DE QUELQUES BASSINS-VERSANTS DE NOUVELLE-CALÉDONIE

Fig. 49

La basse vallée de la Ouenghi est constituée d'une mosaïque de formes, commandée en grande partie par le type de formation géologique. Les formations de flysch favorisent le développement de crêtes assez escarpées qui s'élèvent entre 300 et 618 m d'altitude fermant vers le Sud le bassin de la Nomboué, affluent de rive droite de la Ouenghi. Mais parmi les formations volcano-sédimentaires présentes dans le secteur, les plus sensibles à l'érosion sont sans aucun doute les formations de schistes à pélites du Sénonien qui forment de basses collines, hautes au maximum de 188 m, sur lesquelles s'inscrit un chevelu hydrographique particulièrement dense.

. Le bassin-versant de la Thio - Juxtaposé au bassin-versant de la Ouenghi, le bassin de la Thio occupe le versant Est de la Grande Terre. Les principales instabilités de terrain ont été identifiées sur le massif ultrabasique qui se situe en rive droite de la rivière Thio. Ce massif se prolonge sur la rive gauche en aval du bassin par une apophyse qui remonte le long du littoral de la côte Est avec le complexe minier du Plateau-Les carrières-Wellington qui occupe environ 1600 ha. Les formations volcano-sédimentaires qui s'étendent en rive gauche de la Thio sont très peu affectées par les mouvements de terrain. Les crêtes du massif ultrabasique, orientées généralement NE - SO, dépassent en plusieurs reprises 1000 m d'altitude (Mt Sindoa : 1341 m commun au bassin de la Ouenghi et de la Thio, Ningua : 1352 m, Douétampo : 1225 m et Nékandi : 1317 m). Mais ce ne sont pas les sommets qui donnent l'aspect montagneux au massif mais la raideur des pentes qui dépassent fréquemment 40°. La courbe hypsométrique du bassin-versant Jeanne et Marie traduit par exemple une nette inflexion entre 400 et 600 m d'altitude. Cette inflexion correspond au versant du massif péridotitique, siège des principales instabilités du secteur, versant chapeauté par un plateau. On la retrouve également pour le bassin-versant que draine le creek Bel-Air. Les versants ne présentent donc pas de profils réguliers, pentes fortes et replats se succédant. Les courbes hypsométriques suggèrent la présence de replats entre 600 et 800 m pour la Nembrou et la Nakalé par exemple.

. Le bassin-versant de la Pouembout - Situé sur le versant Ouest de la Grande Terre, le bassin-versant de la Pouembout couvre, au Pont de la Pouembout sur la RT1, une surface de 250 km². Son relief, particulièrement accusé sur les flancs du massif du Kopéto, culmine au Mont Paeoua à 1134 m. Mais la fraction comprise entre 600 et 1100 mètres ne représente que 7.6 % de l'ensemble du bassin. Tout le reste du bassin, constitué de matériaux sédimentaires très variés, présente des lignes de crêtes qui n'atteignent que 700-800 mètres d'altitude. Au sein de cet ensemble volcano-sédimentaire, les basses collines, façonnées à partir des formations du Sénonien, sont les plus sensibles, comme sur la Ouenghi, aux processus d'ablation.

. Le bassin-versant de la Lungga - Les zones les plus touchées par l'érosion correspondent aux versants modelés dans les formations de diorite, situés en rive droite de la Lungga. Les pentes sont particulièrement accusées et les torrents très encaissés. Ces formes s'opposent au modelé dessiné dans les formations volcaniques et sédimentaires, aux pentes moins raides et aux croupes plus émoussées de la zone intermédiaire. Des plateaux disséqués et des collines forment une ceinture séparant la

zone montagneuse de la plaine alluviale. Le plateau de la Lungga, drainé par les affluents du cours supérieur de la Lungga, sur la rive gauche du cours principal, s'élève à environ 700 m dans la partie amont du bassin et n'atteint que 200 m à proximité d'Honiara, où lui succède une série de terrasses alluviales, sculptée dans la formation "Honiara Beds". La Lungga traverse cette série sédimentaire en découpant d'étroites gorges où serpente son cours d'eau formant d'amples méandres. La troisième unité physiographique qui se dégage après la zone centrale montagneuse et la zone intermédiaire de plateaux et de collines, correspond à la plaine de Guadalcanal. Elle s'étend depuis Honiara jusqu'à Aola Bay à l'Est sur plus de 50 km de long, et sa largeur maximale s'observe au droit de la Matepono, sur 11 km. La plaine résulte de la coalescence de plusieurs deltas qui continuent, aujourd'hui encore, de progresser. Mal drainée, cette plaine est très sensible aux inondations qui la recouvrent presque entièrement lors de fortes crues.

Bassin-versant	Superficie (km ²)	Périmètre (m)	Kc	L (km)	l (km)	Ig (%)
Lungga	387.2	120	1.72	53.15	7.29	1.7
Ouenghi	247.8	72	1.28	20.52	15.47	4.6
Pouembout	176.0	58	1.22	20.30	08.67	2.8
Thio St Michel	341.3	78	1.18	25.74	13.26	3.3
Nembrou	48.8	29	1.18	9.20	5.30	11.7
Nakalé	28.0	22	1.16	6.98	4.02	14.3
Karangué	67.3	33	1.13	9.14	7.36	8.0
Bel-Air	1.2	5	1.31	1.89	0.61	28.1
Jeanne et Marie	2.1	7	1.36	2.75	0.75	36.4

Kc = Indice de Compacité = $0.28 * (P / S^{-1/2})$

L = Longueur du rectangle équivalent = $S^{1/2} * (Kc/1.12) * [1 + (1 - (1.12/Kc)^2)^{-1/2}]$

l = largeur du rectangle équivalent = S / P

Ig = Indice de pente global = $(H_{95} - H_5) / L$

Tab. 12 : CARACTERISTIQUES PHYSIOGRAPHIQUES DE QUELQUES BASSINS-VERSANTS

Par ailleurs, l'allongement NO - SE de la Grande Terre et O - E de Guadalcanal, fait de ces îles une véritable barrière topographique face à la dynamique atmosphérique, barrière s'élevant à plus de 1600 m pour la Nouvelle-Calédonie (1628 m au Mt Panié au Nord de la Grande Terre) et plus de 2000 m pour Guadalcanal (2330 m au Mt Popomanaseu dans le centre de l'île).

. L'organisation des réseaux hydrographiques

Le réseau hydrographique, qui s'organise perpendiculairement à la chaîne centrale de la Grande Terre ou de l'île de Guadalcanal, présente souvent une organisation favorable à la genèse de crues puissantes et rapides. Parmi les cours d'eau étudiés, la compacité assez faible de la Ouenghi, de la Pouembout et de la Thio (respectivement 1.28, 1.22 et 1.18) traduit la possibilité d'une concentration rapide des

écoulements, ce qui n'est pas le cas de la Lungga ($Kc = 1.72$). L'allongement assez élevé du bassin de la Lungga devrait amener un retard important dans la concentration des eaux et un temps de réponse relativement long. Toutefois, la faible compacité est due à la juxtaposition de deux bassins principaux : l'un en amont de la confluence Mbatisahata-Lungga, et l'autre en aval. Le premier, principal collecteur des pluies, par son extension (346.8 km² soit 89.5 % du bassin total), et sa forte dénivellée (plus de 1400 m), présente une forme moyennement compacte ($Kc = 1.44$) assez favorable à l'écoulement. Le second, traversant les basses collines et la plaine littorale, correspond essentiellement à un bassin de réception des eaux d'amont, à un couloir d'évacuation puis d'épandage des eaux dans le lit majeur ($Kc = 1.59$).

D'une façon générale, le drainage dégage de profondes entailles assez courtes et très pentues, dans les roches ultrabasiqes et basiques de Nouvelle-Calédonie ou de Guadalcanal, et se raccordent perpendiculairement au cours d'eau principal et à ses principaux affluents, ou encore s'inclinent légèrement vers l'aval. Ce réseau très dense et dendritique des bassins supérieurs représentent le type même de bassin de réception torrentiel. Si le réseau est beaucoup moins dense dans les zones volcano-sédimentaires (Pouembout), l'imperméabilité du substrat et le ruissellement superficiel accru en font des espaces sensibles aux fortes précipitations.

A cela s'ajoute dans le cas de la Thio, de la Pouembout et de la Ouenghi, une concentration dangereuse du réseau hydrographique dans le bassin moyen. Ainsi, en quelques kilomètres se déversent les principaux affluents de la Thio (Nakalé et Nembrou en rive droite, Karangué et Fanama en rive gauche), soit plus de 50 % du bassin. Il en est de même pour la Pouembout, où se rejoignent en 3 km la Poualooa, la Ouande, la Oua Sibou et la Boutana. La Ouenghi prend sa source dans le massif de la Dent de St Vincent (1441 m) et s'écoule dans un premier temps en direction de l'Ouest. Vers la cote 65 m, La Tontou, qui prend sa source au Mont Ningua (1341 m), vient grossir le flot de la Ouenghi. Le bassin-versant de la Tontou représente à lui seul plus du quart du bassin total de la Ouenghi. La rivière Ouenghi voit ainsi ses deux principaux bras (Tontou et Ouenghi) confluer 5 km avant l'écoulement du cours d'eau en plaine, en un secteur de gorge très étroit.

Les pentes des cours d'eau jouent également un rôle essentiel dans l'évolution des crues et la morphogénèse (influence sur la vitesse des courants et donc la capacité d'ablation et de transport des sédiments). Les pentes moyennes des profils sont faibles (Pouembout, 1.29 %; Lungga, 1.19 %) à moyennes (Thio, 3.17 %; Ouenghi, 3.68 %). Elles cachent en fait une opposition capitale entre la partie supérieure très déclive des principaux cours d'eau, et la base des profils nettement plus douce. Le réseau supérieur est généralement très pentu dépassant fréquemment 10 % dans les massifs ultrabasiqes et basiques (Mbetisahata, 9.94 %; Jeanne et Marie, 37.04 %; Nakalé, 13.32 %; Kopéto 11.95 % et Papainda 16.59 % pour ne citer que quelques exemples caractéristiques), mais présente des profils moins pentus dans les formations volcano-sédimentaires (Karangué, 5.3 %; Ouande, 4.18 %). La pente des cours s'atténue à l'aval

des bassins-versants, à la sortie des massifs montagneux. Elle atteint des valeurs inférieures à 0.2 %.

Les grands traits du relief et la configuration du réseau hydrographique font de ces milieux insulaires des espaces potentiellement sensibles aux fortes précipitations tant d'un point de vue hydrologique, que dans une perspective géomorphologique. Une étude de détail va permettre de dégager une méthode d'évaluation des seuils topographiques d'instabilité de terrain, cette méthode s'inscrivant dans une optique de cartographie des aléas. Basée sur des paramètres morphométriques dérivés de Modèles Numériques de Terrain (MNT), l'étape suivante essaie de caractériser les instabilités déclarées par différents critères géomorphométriques.

I.1.1.2 LES FORMES DE TERRAIN ET LEUR ROLE DANS L'INSTABILITE DES VERSANTS

Les mouvements de terrains sont plus ou moins liés aux caractéristiques morphologiques du versant. Parmi celles-ci, l'altitude, la pente, les convexités verticales et horizontales et l'orientation du versant sont les plus importantes.

Pour un même poids de matériaux et les mêmes valeurs des paramètres mécaniques, une augmentation de l'angle de pente implique un accroissement de la contrainte tangentielle (CROZIER M.J., 1986; GUEREMY P., 1987). L'équation qui sert à calculer le coefficient de sécurité l'exprime clairement.

L'angle de pente critique varie cependant selon la nature des matériaux affectés et le type de mouvements. De plus, le nombre de mouvement ne croit pas obligatoirement avec l'angle de pente. Aussi est-il nécessaire de bien préciser les seuils minimum et maximum pour chaque type de mouvements et de rechercher des facteurs autres que l'angle de pente du versant.

Coeff. de Sécurité		= Forces de résistances / Forces motrices		
		= $[(C + (N - \mu)) * \text{tg}\varphi] / T$		
		= $C + [(P / A) * \cos\alpha - \mu] / [(P / A) * \sin\alpha]$		
où				
C = cohésion	ex :	angle de pente	N(Pa)	T (Pa)
N = contrainte normale				
μ = pression hydrostatique		A	30°	131 75
φ = angle de frottement interne		B	45°	106 106
P = poids des matériaux		C	60°	75 131
A = superficie du plan de rupture				
α = angle de pente				
T = contrainte tangentielle				
			(Poids = 150 Kg, superficie du plan de rupture = 10 m ²)	
			(CROZIER M.J., 1986)	

La variation de l'angle de pente le long d'un versant (convexités verticales) influence également l'instabilité des versants. Schématiquement, les zones convexes provoquent une accélération des vitesses de circulation des eaux et de transport de matière à la surface des sols et dans les sols par opposition aux sites concaves qui confèrent aux écoulements superficiels une tendance à la décélération, à la réduction de la compétence et turbulence des eaux et à un dépôt du matériau transporté. Cette vue n'est bien entendu pas aussi schématique dans la réalité dans la mesure où des forces de frottement et des facteurs comme la densité du couvert végétal, un pavage pierreux ou une micro topographie augmentent la rugosité du milieu.

Les variations de l'orientation de la pente dans le sens des courbes de niveau (convexités horizontales) induit par ailleurs une convergence des eaux dans les sites concaves (talwegs) et une divergence dans les sites convexes (crêtes d'interfluves).

Il est enfin généralement admis que l'altitude et l'exposition des versants ont des répercussions sur la répartition des précipitations qui est l'un des principaux facteurs d'instabilités.

I.1.1.3 METHODES DE CALCUL DES PARAMETRES MORPHOMETRIQUES A PARTIR DES MODELES NUMERIQUES DE TERRAIN

Un des éléments récurrents dans les démarches d'automatisation, est la volonté de décrire et d'évaluer quantitativement les formes de terrain, ces dernières permettant ensuite des corrélations avec les différents types d'instabilité. Le moyen le plus systématique pour décrire les caractéristiques morphométriques d'un milieu est d'élaborer un modèle numérique de terrain (MNT), représentation numérique de la surface de la terre.

Les propriétés morphométriques retenues, qui sont ici à prendre en compte dans l'analyse des facteurs susceptibles de contribuer à l'instabilité des versants, dérivent des MNT et sont au nombre de quatre : altitudes, pentes, convexités verticales et convexités horizontales. Les méthodes de calcul des deux premières variables (altitude et pente) ont été présentées auparavant.

Les **convexités verticales** qui représentent une mesure de la courbure de la ligne de plus grande pente, sont calculées à partir de la droite de régression des pentes et des altitudes sur une fenêtre de 3 x 3 mailles (DEPRAETERE C., 1990) :

Avec VarZ : variance des altitudes sur la fenêtre 3 x 3
 VarP : variance des pentes sur la fenêtre 3 x 3
 CoVarZP : covariance des altitudes et des pentes

La droite de la pente de régression $Y = AX + B$ des pentes (en Y) en fonction des altitudes (en X) sera :

$$\text{si } \text{VarZ} > 0 \text{ alors } A = \text{CoVarZP} / \text{VarZ} \text{ sinon } A = 0.$$

La valeur de la convexité verticale exprimée en degré pour 100 mètres vers l'aval sera:

$$CV = - 100 * A$$

Les valeurs de la **convexité horizontale** caractérisent la courbure des courbes de niveau. Elles sont calculées à partir de l'angle A formé par la courbe de niveau passant par la maille centrale d'une fenêtre de 3 x 3 mailles.

$$CH_{ij} = A - 180^\circ$$

Les valeurs, comprises entre -180° (dépression) et 180° (sommets), caractérisent, au sens de la ligne des courbes de niveau, un site concave si elles sont négatives, et correspondent à un site convexe dans le cas de valeurs positives.

I.1.1.4 ESSAI D'EVALUATION DES SEUILS TOPOGRAPHIQUES D'INSTABILITE DE TERRAIN A PARTIR DES MNT

Parmi les différentes formes de modelés décrites succinctement ci-dessus, les instabilités de terrain touchent plus particulièrement les modelés façonnés dans les formations ultrabasiques et basiques, et la formation à pélites du Sénonien. Leurs conditions d'apparition peuvent être étroitement liées aux caractères topographiques des interfluves.

Les données élaborées à partir des modèles numériques de terrain peuvent définir des seuils de fonctionnement pour chacun des types de glissement de terrain. Ces seuils, introduits ensuite dans une analyse multicritère, faisant appel à d'autres types de facteurs, pourraient permettre de définir une cartographie des aléas. L'exemple du versant Nord-Ouest du Mont Ningua donne une description de la démarche adoptée, en essayant d'en saisir à la fois ses atouts, mais également ses aspects limitatifs.

La méthode se décompose en deux étapes. La première concerne l'**acquisition des données**, sous un format de type raster. Ces données représentent les principaux facteurs topographiques qui peuvent être quantifiés, ainsi que la carte de localisation des phénomènes. L'altitude (ALT), la pente (PEN), les convexités verticales (COV) et horizontales (COH), sont intégrées au sein de la base de données. Le MNT, élaboré à partir d'une carte topographique dessinée à l'échelle du 1/10 000 ème, constitue ici un champ d'altitudes dont les mailles carrées représentent une surface de 20 m de coté. La longueur du versant, qui peut contribuer à la genèse des instabilités, est un critère

difficilement quantifiable pour l'instant, à partir des MNT, mais les recherches futures devront oeuvrer dans ce sens afin d'intégrer le maximum d'informations susceptibles de nuancer les connaissances relatives aux glissements de terrain. A ces caractéristiques topographiques devront s'ajouter une carte numérique de localisation des phénomènes. Dans le cas présent, elle résulte d'un traitement d'image satellitaire SPOT (fig. 29).

Le codage "matriciel" de l'ensemble des données, qui correspond à des éléments rangés dans un plan à deux dimensions, selon des lignes et des colonnes, facilite leur intégration et leur combinaison. La base de données élaborée pour l'étude des glissements de terrain du versant Nord-Ouest du Mt Ningua a permis de définir quelques caractéristiques morphométriques des instabilités. Les résultats sont présentés en valeurs réelles (tab. 13), et en codage octets (valeurs ramenées de 0 à 255).

	Minimum	Maximum	Moyenne tronquée	Ecart type
Altitudes	287.3 m	683.5 m	478.5 m	18.35
Pentes	26°2	46°6	34°3	26.60
Conv. verticales	-8°3	10°9	-2°7	5,1
Conv. horizontales	0°2	2°9	2°7	1.06

(Moyenne tronquée : exclusion des deux déciles extrêmes)

Tab. 13 : CARACTERISITIQUES MORPHOMETRIQUES DES GLISSEMENTS DE TERRAIN DU VERSANT NORD-OUEST DU MONT NINGUA

Les valeurs minimum, maximum, moyenne tronquée et écart types déterminent les principales caractéristiques morphométriques des instabilités de terrain déclarées sur les bassins torrentiels qui se dessinent sur les flancs du Mt Ningua. Les instabilités concernées correspondent pour la quasi totalité à des laves torrentielles.

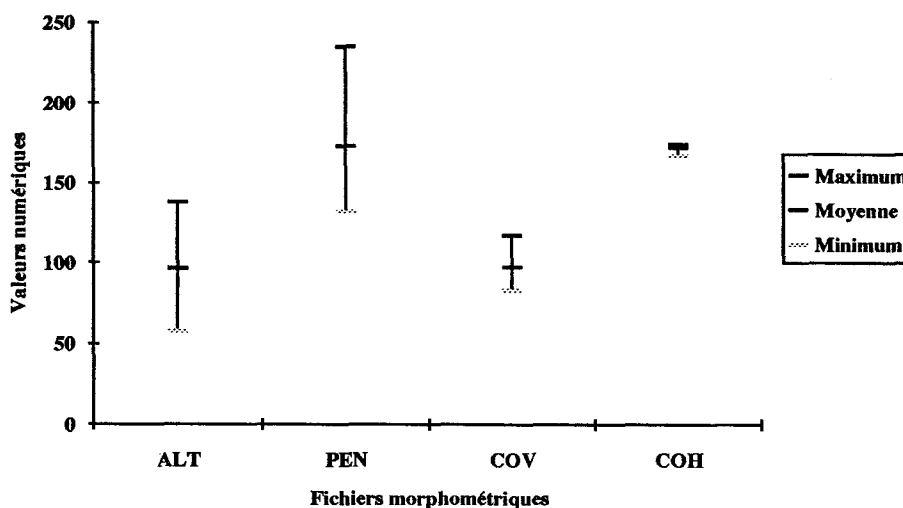


Fig. 50 : CARACTERISITIQUES MORPHOMETRIQUES DES GLISSEMENTS DE TERRAIN DU VERSANT NORD-OUEST DU MONT NINGUA

(Valeurs codées en octets)

En guise de conclusion, l'analyse des formes topographiques et des fichiers images à l'échelle du bassin-versant met en évidence plusieurs ensembles orographiques sensibles aux instabilités de versants : les massifs montagneux de roches ultrabasiques et basiques, et les collines des formations à pélites du Sénonien.

Une méthode, fondée sur le calcul de fichiers géomorphométriques dérivés d'un modèle numérique de terrain, a permis de dégager par ailleurs, dans le cas des bassins-versants torrentiels qui s'écoulent sur le flanc Nord-Ouest du Mont Ningua, les principales caractéristiques morphométriques des instabilités de terrain identifiées. C'est une première étape vers l'automatisation de la cartographie des aléas naturels dans la mesure où l'intégration des données numériques de diverses sources a défini des seuils topographiques pour chacune, ou pour l'ensemble des instabilités.

Mais l'élaboration d'une carte des aléas naturels nécessite aussi l'apport d'informations relatives aux formations superficielles et aux caractéristiques géologiques des milieux instables. Les facteurs géologiques et pédologiques expliquent en partie la multiplicité des modelés, qu'ils soient perçus à petite échelle, celle du bassin-versant, ou à grande échelle, celle du versant et de l'instabilité de terrain.

I.1.2 LES FACTEURS GEOLOGIQUES ET PEDOLOGIQUES

Différents types d'instabilités ont été identifiés, allant des mouvements gravitaires, aux processus d'érosion hydrique, en passant par les glissements et les coulées. Leur diversité est liée en grande partie aux caractéristiques des unités géologiques et des formations superficielles qui en sont dérivées, notamment la capacité de filtration de ces formations et leur propriétés mécaniques face à l'abondance de l'eau, agent principal de déclenchement des instabilités. Les mouvements de terrain analysés affectent principalement les matériaux ultrabasiques et le manteau d'altération qui recouvre le substrat, ainsi que les formations à pélites du Sénonien. Ce sont donc plus particulièrement ces entités géologiques, affleurant dans les différents secteurs étudiés, qui vont faire l'objet d'une présentation.

L'étude des facteurs géologiques sous-tend par conséquent deux approches. La première, qui s'intéresse à l'aspect tectonique des matériaux, analyse les terrains en terme de pendage et de fracturation. Les milieux sont en effet plus instables si le pendage des couches va dans le même sens que la pente du versant. Par ailleurs, la densité des fractures et leurs directions influencent directement la circulation de l'eau, la localisation et le contours des instabilités.

La deuxième approche vise à caractériser les formations superficielles sous le regard notamment des propriétés mécaniques. Elle inclue l'étude des différents paramètres qui puissent avoir une influence sur l'altération des roches, sur les processus de liquéfaction ou de prise en charge par le ruissellement et en règle générale sur la

stabilité des interfluves. Parmi ces caractéristiques lithologiques, le degré de perméabilité et de porosité, la texture des matériaux, les types de minéraux argileux, les résistances mécaniques, sont les plus importantes.

I.1.2.1 LES DONNEES GEOLOGIQUES, LES GRANDS ENSEMBLES MORPHOSTRUCTURAUX ET LE ROLE DE LA TECTONIQUE DANS LA MISE EN MOUVEMENT DES TERRAINS

Le rôle des failles et, à une autre échelle, la fissuration des roches, apparaissent dans certains cas comme des critères très importants sinon les plus importants pour l'explication de la fragilité des versants. Les failles expliquent la forte énergie des reliefs qui favorise l'instabilité des versants, et contribuent à la fragilité des roches cohérentes par l'extension des zones de broyage ou le développement d'un réseau dense de diaclases. La prise en compte des lignes maîtresses de la tectonique et l'analyse des diaclases qui déterminent une porosité en grand des milieux, implique le besoin de resituer chacune des études de détail dans un cadre géomorphologique plus vaste. Elle suppose donc l'analyse de la mise en place du relief et des grands ensembles morphostructuraux.

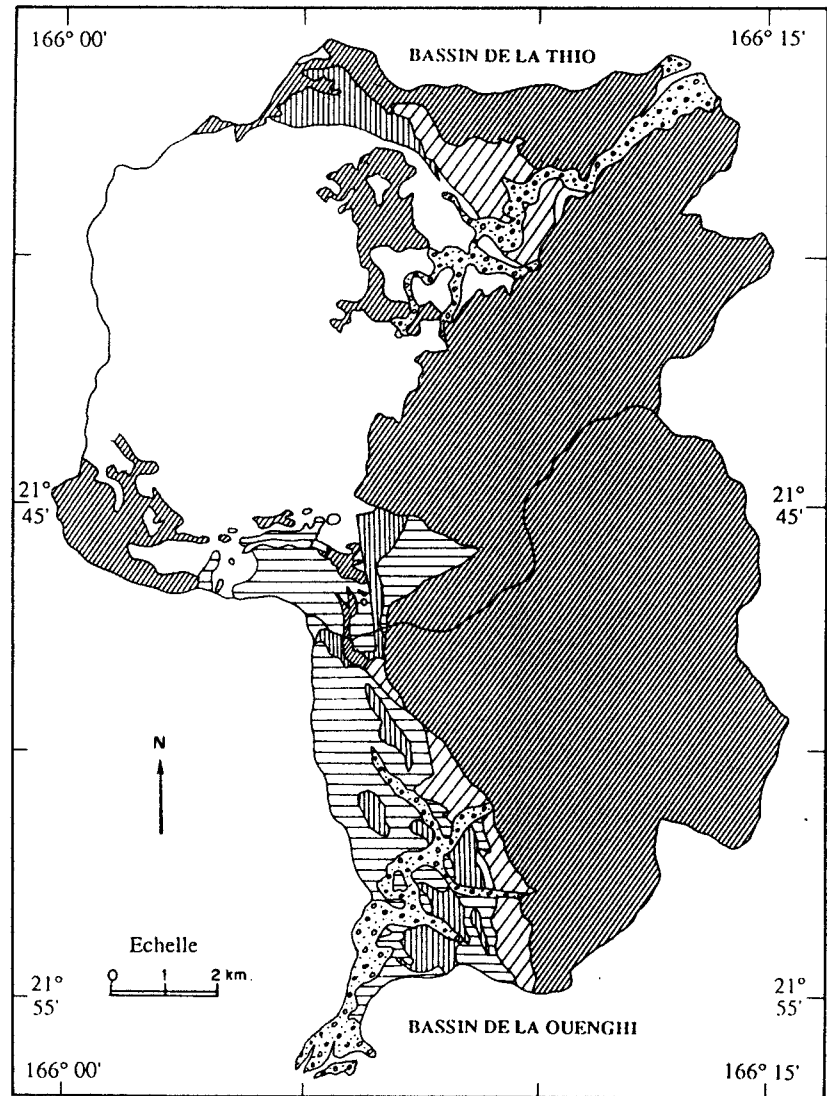
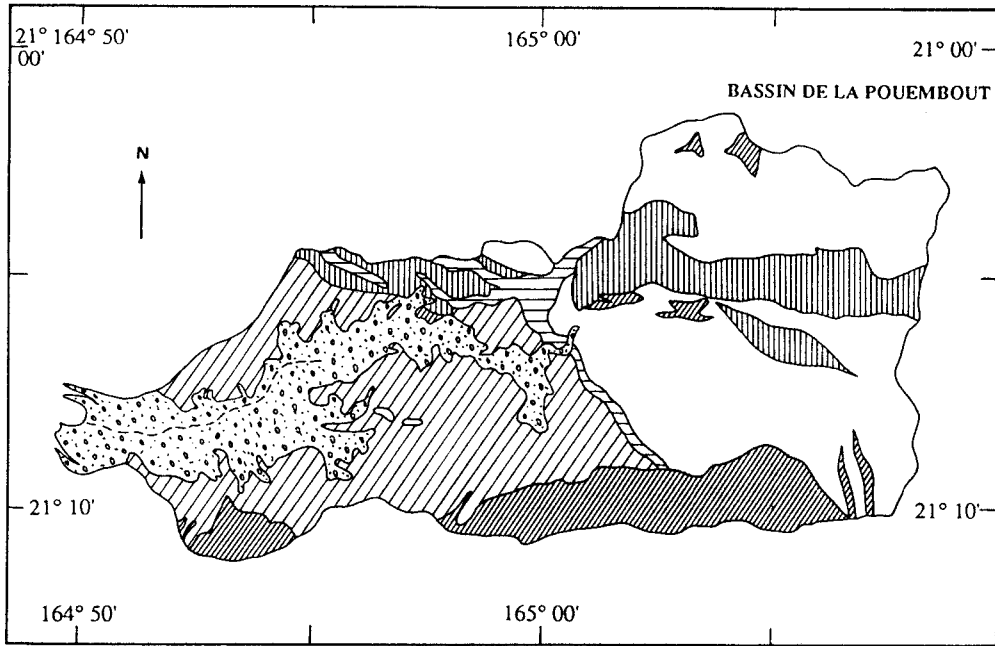
La plupart des mouvements de terrain et des processus d'érosion hydrique présentés au cours de ce travail relèvent du domaine ultrabasique (la lave torrentielle de Jeanne et Marie, les glissements du Mont Dore, du creek Bel-Air et du Kongouhaou, les déstabilisations de versant sur le bassin de la Tontouta, ou encore les actions de l'érosion hydrique sur les formations superficielles dérivées des harzburgites du secteur de la Lembi). Pour quelques unes des instabilités du complexe ultrabasique, le rôle de la tectonique est évident. La structure même de ces formations est liée à la mise en place de la masse ultrabasique et aux rejeux ultérieurs de ce bâti. L'érosion hydrique est cependant très active sur les bassins de la Ouenghi et de la Pouembout, touchant notamment les formations à pélites du Sénonien. Ce sont donc surtout ces deux types d'unités (formations du Sénonien et roches ultrabasiques) qu'il convient de replacer dans l'Histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie. Les éléments que nous présentons sont, pour beaucoup, empruntés à l'important travail de synthèse réalisé par J.P. PARIS (1981).







. Histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie et la mise en place du relief

Cinq phases tectoniques se sont succédées depuis l'Anté-Permien jusqu'à aujourd'hui, parmi lesquelles trois orogénèses peuvent être considérées comme majeures pour la construction du bâti néo-calédonien :

GRANDES UNITES GEOLOGIQUES

Fig. 51



-  Alluvions récentes ou anciennes
-  Formations des basaltes
-  Flysch et schistes
-  Formations volcano-sédimentaires
-  Formations du Sénonien
-  Complexes ultrabasiqes

- 1 - l'orogénèse Anté-Permienne
- 2 - l'orogénèse Néo-Cimmérienne ou Crétacé
- 3 - et l'orogénèse Alpine.

Les formations géologiques à siltites du Sénonien et les roches ultrabasiques se mettent en place après l'orogénèse néo-cimmérienne. Les séries stratigraphiques qui peuvent être observées sur les bassins-versants Ouenghi, Thio et Pouembout (fig. 51), ainsi que sur le versant Sud-Ouest du Mont Dore et sur le versant qui domine la rive gauche de la Lembi, traduisent l'empreinte de ces différentes orogénèses dans la mise en place du relief.

Les formations volcano-sédimentaires du Permien, qui affleurent dans la Chaîne Centrale, dans l'axe de la Grande Terre et sur la côte occidentale, forment le soubassement de collines, telles qu'on peut les observer en amont du bassin-versant de la Thio. Le relief peu accusé et la nature des roches (tullites et jaspilites) rendent ce matériel peu sensible aux mouvements de terrain.

A ces roches succèdent, du **Trias supérieur au Jurassique moyen**, après une lacune intra-triasique, d'autres unités à faciès volcano-sédimentaires peu sensible à l'érosion.

Dès le Jurassique supérieur, des mouvements précurseurs de l'orogénèse néo-cimmérienne se matérialisent par un bombement sur l'emplacement actuel de la Chaîne Centrale. Et c'est au cours du Crétacé inférieur que la deuxième tectorogénèse majeure pour l'édifice néo-calédonien induit l'émersion généralisée du bâti et le développement d'importantes lignes de fractures et plus particulièrement "l'accident Ouest-Calédonien", qui limite la Chaîne Centrale et la côte Ouest.

Pendant et à la suite de cette phase tectonique, l'édifice émergé est soumis à divers processus d'ablation et de sédimentation, avant que les dépôts du Sénonien, transgressifs et discordants, ne viennent fossiliser au cours du Crétacé supérieur, les structures antérieures comme l'accident Ouest calédonien.

Parallèlement à cette séquence sédimentaire se met en place, au cours du Crétacé supérieur et du Paléogène, **la formation des basaltes**. Elle se distribue le long de la côte Ouest, formant de grandes étendues collinaires de faible altitude sur la moitié Nord du Territoire (aval du bassin de la Pouembout) et des affleurements discontinus de faible extension vers le Sud (Bassin de la Ouenghi et base du massif du Mont Dore). Quelques affleurements de petite superficie se dégagent sur la côte Est, sous la nappe des péridotites (bassin de la Thio en rive droite). Cet ensemble, formé de gabbros, de dolérites et de basaltes associés à de nombreuses intercalations sédimentaires, correspond essentiellement à des coulées sous-marines. Mais il ne constitue pas une formation très sensible aux processus morphogéniques.

La période qui s'étend du Paléocène à l'Eocène inférieur, période de calme orogénique, se caractérise par la mise en place de formations phanérotiques et calcaires qui correspondent à une sédimentation en eau profonde. Peu favorable à ce type de sédimentation, les hauts fonds de la Chaîne centrale ne présentent pas cet étage. Des épanchements volcaniques se poursuivent sur la côte Ouest.

Après la régression marine de la fin de l'Eocène inférieur qui se traduit par une lacune, une nouvelle transgression se produit de l'Eocène moyen à supérieur, alors que les premières manifestations de l'orogénèse alpine se font sentir dès l'Eocène moyen. Envahissant le bâti calédonien à l'exception de la zone où se situe la Chaîne centrale actuelle et la paléostructure permo-Jurassique Moindou-St Vincent, elle permet une sédimentation épicontinentale carbonatée en bordure des reliefs ou encore la mise en place des flysch dans les bassins subsidés au Sud de la paléostructure. Le paroxysme de la tectonogénèse alpine se situe à l'Eocène moyen avec le **charriage d'un grand feuillet de roches ultrabasiqes** sur le bâti autochtone de Nouvelle-Calédonie, à partir d'une zone de subduction située au NE de l'île. La nappe de charriage recouvre les terrains qui s'échelonnent de l'Anté-Permien au Sénonien. Le charriage de cette partie de lithosphère océanique se traduit :

- par le développement, à la suite d'un métamorphisme dynamique de matériaux péridotitiques, d'une puissante couche de serpentinite mylonitique qui marque le plan de chevauchement,

- et par une tectonique cassante (failles inverses de pendage très faible en général), formant des contacts secondaires.

Le contact entre les serpentinites et les roches péridotitiques n'est pas toujours net, des noyaux de serpentinites amygdalaires apparaissent plus ou moins serpentinisés, montrant parfois la trame originelle des péridotites (creek Bel-Air, base du Mont Dore par exemple).

Le feuillet ultrabasique, affecté de plissements à grand rayon de courbure, présente ainsi une fracturation intense dont la direction principale est sensiblement parallèle à l'axe des plis et l'allongement de l'île (120°-140° E), mais également des failles perpendiculaires (contrainte maximale : 40°-60° E) et des failles suivant la bissectrice de ces deux directions (stress maximum : 150°-170° E). Ces accidents cassants se traduisent également par l'apparition de serpentinites sous la forme de placages sur les parois de fractures ou de mylonite de serpentines pour les accidents plus importants. La silice peut parfois précipiter dans ces mylonites, donnant forme, après altération et dégagement par l'érosion de la serpentinite, à un véritable "mur de silice caverneuse".

La serpentinite se retrouve aussi dans les terrains sédimentaires ou associés aux épanchements basaltiques paléogènes, sous la forme de "fils". Ils correspondent à la reprise et au pincement de roches ultrabasiqes au sein des zones de fractures et témoignent de fait de mouvements tardifs, postérieurs au charriage (exemple sur le haut

bassin de la Pouembout de sills inclus dans les formations du Jurassique moyen et supérieur et dans les formations du Crétacé).

La surrection de l'ensemble du bâti à l'Oligocène se marque par une lacune jusqu'au Miocène inférieur. A cette période, une transgression envahit l'édifice émergé, et débute une phase de sédimentation alimentée par les produits de l'altération et de l'ablation des massifs péridotitiques. Les variations de niveau de base se manifestent ensuite par des altérations et des cuirassements néogènes. Les déformations post charriage se poursuivent au Miocène supérieur, marquées par des phases successives d'extension et de compression, expliquant les pincements de lambeaux ultrabasiques le long des accidents du socle. Le mouvement de surrection se poursuit jusqu'au Pliocène. La limite du bâti est alors située au delà du récif-barrière actuel.

Durant le Pléistocène et l'Holocène, un mouvement de subsidence, d'une amplitude d'au moins 226 m, entrecoupé de périodes d'émersion, favorise le développement du récif-barrière. Des mouvements tectoniques interviennent au cours du Pléistocène et surtout vers la fin de cette période, en relation avec le bombement de la plaque australienne avant son plongement sous la plaque pacifique au niveau de la fosse des Nouvelles-Hébrides (J. DUBOIS et *al*, 1973). Ils provoquent la surrection des récifs de Yaté, au Sud de la Grande Terre, de l'île des Pins et des îles Loyauté.

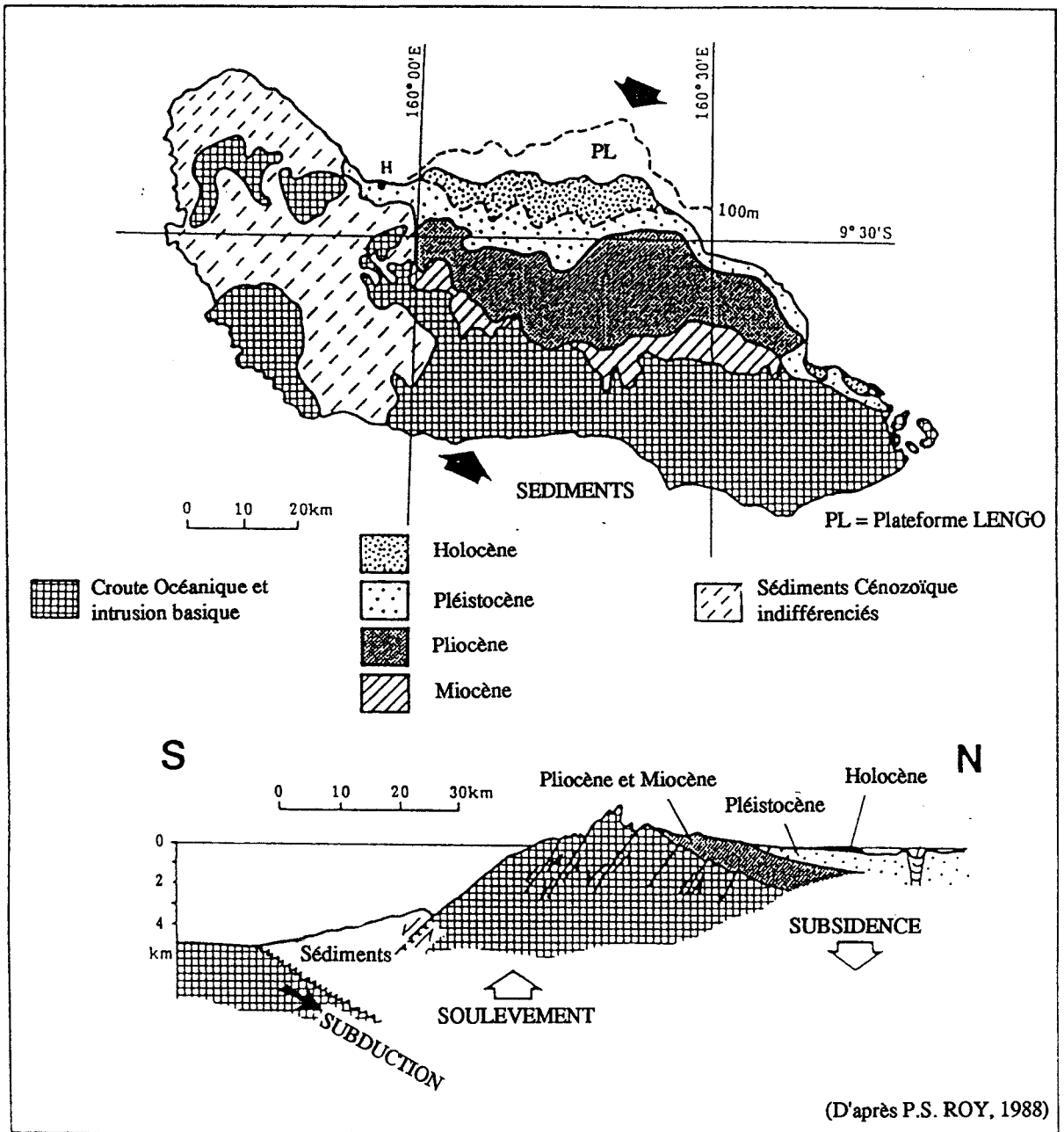
Les terrasses alluviales des vallées actuelles s'édifient au cours de l'Holocène, et les côtes de Nouvelle-Calédonie se modèlent (encoches, terrasses marines, platiers, marais et placages coralliens exondés) en fonction des variations eustatiques du niveau marin. Ce niveau marin aurait atteint son optimum il y a environ 2000 ans B.P, s'abaissant ensuite de 2-3 m pour atteindre son niveau actuel. Les datations géochronologiques (synthèse de J.P. PARIS, 1981) regroupent ces témoins marins en deux ensembles :

- des formes dont l'age est compris entre 30900 ± 2700 ans B.P. et 20600 ± 1000 ans B.P. (placages coralliens identifiés sur des encoches des falaises de Hienghène à + 3.2 m et + 4.5 m); ces formes correspondent à une régression généralisée de l'Holocène moyen entre 100000 ans et 7000 ans.

- des formes dont l'age est compris entre 7360 ± 170 ans B.P. et 770 ± 90 ans B.P. ("beach rocks", terrasses marines, vases des marais de mangrove encoches récentes dans les platiers.) qui correspondent à une transgression qui s'étale depuis 7000 ans B.P. jusqu'à 2000 ans B.P.

.Histoire géologique et mise en place du relief de l'île de Guadalcanal

L'Histoire géologique de Guadalcanal et la mise en place du relief peut-être divisé en 3 phases majeures :



GEOLOGIE DE L'ILE DE GUADALCANAL

Fig. 52



- la phase océanique pré-Miocène,
- les phases tectoniques Eocène-Oligocène,
- et la phase volcanique et de fracturation qui s'étend de la mi-Miocène au Pliocène.

Chacune de ces phases se caractérise par des matériaux géologiques distincts et permette de différencier trois provinces (HACKMAN B.D., 1980 d'après COLEMAN, 1965) :

- la Province Pacifique (Malaita et la frange Nord de Santa Isabel) où domine la phase océanique,
- la Province Centrale (Guadalcanal) caractérisée avant tout par des matériaux géologiques dérivés d'une importante phase tectonique (intense fracturation, roches métamorphiques, intrusion de roches ultrabasiques),
- et la Province Volcanique (New Georgia notamment) où émergent des îles volcaniques entourés de récifs frangeants qui favorisent l'accumulation de sédiments variés d'origine volcanique ou biogénique.

L'île de Guadalcanal, qui correspond à la deuxième province comprend une série géologique majeure pré-Miocène composée de laves basaltiques océaniques en partie métamorphisées, très fracturées avec des intrusions de roches ultrabasiques. Une deuxième série Miocène-Pléistocène s'individualise, comprenant un ensemble formé de roches volcaniques et sédimentaires sur plus de 6000 m d'épaisseur. La première série correspond à la zone montagneuse centrale qui s'élève à plus de 2300 m et la deuxième série aux modelés intermédiaires de plateaux et de collines et à la plaine côtière. Les trois phases géologiques énoncées ci-dessus commandent l'organisation et la mise en place de ces formations géologiques.

La phase océanique, qui se déroule au Crétacé, se caractérise par l'extrusion de laves basaltiques sous-marines (série "Mbirao Volcanics").

Lui succèdent deux phases tectoniques, l'une au début de l'Eocène, la seconde au début de l'Oligocène. Le coeur du géoanticlinal se métamorphise alors à la suite d'une intrusion de roches ultrabasiques qui prend place dans l'axe principal de dislocation (faille Suta-Marau). Le soulèvement du secteur Nord de l'île amène en surface les gabbros, qui sont par la suite en partie recouvert par les matériaux terrigènes issus de l'intense ablation des surfaces émergées. Ces deux phases donnent ainsi les caractéristiques géologiques de la Province Centrale dont fait partie l'île de Guadalcanal. L'intense ablation se poursuit de la fin Oligocène à la mi-Miocène, alors que le soulèvement et l'émergence de l'île, notamment du bloc Mbiro, continue.

Une seconde phase d'activité volcanique sub-aérienne commence au Nord-Ouest de Guadalcanal au cours de l'Oligocène ("Suta Volcanics"). Les basaltes andésitiques et les diorites se mettent en place (bassins de la Poha et de la Lungga). Les formations volcaniques "Suta" deviennent alors une source importante d'érosion dans le secteur Lungga-Itina donnant les formations de greywackes ("Kavo greywacke beds" dans le Sud-Ouest et "Lungga beds" dans le Nord-Ouest). Du début Miocène à la mi-Miocène, les conditions sont assez stables pour permettre le développement de récifs frangeants, dans le Sud-Ouest et le centre Nord de l'île dans un premier temps (calcaire "Mbetilonga") puis dans le Nord-Ouest (calcaire "Mbonehe"). Deux petites phases tectoniques de la mi-Miocène au début du Pliocène permettent la reprise du soulèvement qui se traduit par la mylonitisation, localisée le long des failles, des formations de gabbros et "Mbirao" (laves sous-marine pré-Miocène), et la reprise d'une intense ablation. Les mouvements eustatiques et de soulèvement qui se succèdent au cours du Pléistocène se marque dans le paysage par une série de terrasses à proximité d'Honiara. L'assymétrie géomorphologique Nord-Sud de l'île est donc accentuée, avec une continuité jusqu'à l'Holocène de la sédimentation deltaïque ou marine sur la côte Nord de l'île, et une activité tectonique active sur la côte Sud qui entraîne de large blocs de roches volcaniques sous-marine (Mbirao) vers la fosse de San-Cristobal.

. Tectonique et mouvements de terrain : exemples des mouvements de terrain du Kongouhaou, du creek Jeanne et Marie, et des arrachements du bassin de la Tontouta

Les principales directions tectoniques, que l'on retrouve dans les formations ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie, peuvent favoriser, dans certaines conditions, l'instabilité des versants. Les mouvements de terrain du Kongouhaou, du creek Jeanne et Marie et les arrachements du bassin de la Tontouta illustrent quelques types de glissements induits en grande partie par l'intense fracturation du substrat.

La zone d'arrachement de la lave torrentielle du creek Jeanne et Marie, qui mord les flancs de versants, concerne notamment des saprolites dont les argiles constituent la matrice des laves torrentielles. Le manteau d'altération et les masses glissées reposent sur une roche "saine", affectée toutefois par des altérations pénétrantes planaires qui s'exercent le long du réseau de fracturation. Ce dernier peut être localement plus ou moins favorable à la stabilité des versants. Dans le cas du creek Jeanne et Marie, la disposition s'avère défavorable avec deux directions préférentielles des diaclases (N 120 et N 40), s'accordant aux grands axes de structuration calédoniens décrits ci-dessus (canevas de Schmidt) et des pendages majoritairement orientés à l'Ouest, conformes à la pente topographique. Il apparaît donc nettement un contrôle tectonique du glissement dans la partie haute du creek Jeanne et Marie, avec une direction générale N 120 de la ravine, de nombreux plans de glissements dans cette même direction, soulignés par la présence d'antigorite. Le pendage Ouest des nombreuses diaclases conforme à la pente

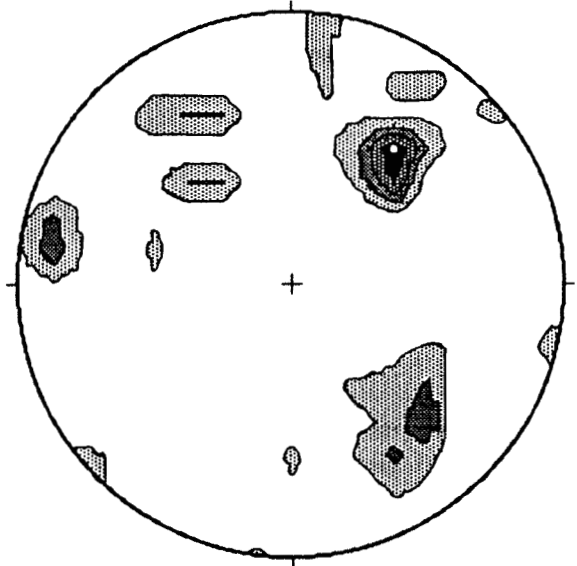
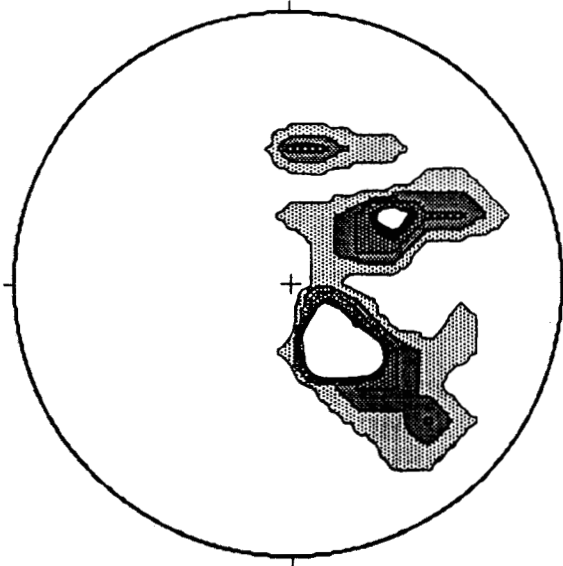
TECTONIQUE ET MOUVEMENTS DE TERRAIN

Fig. 53

DENSITE DE REPARTITION DES DIACLASES (CANEVAS DE SCHMIDT)

KONGOUHAOU

JEANNE ET MARIE

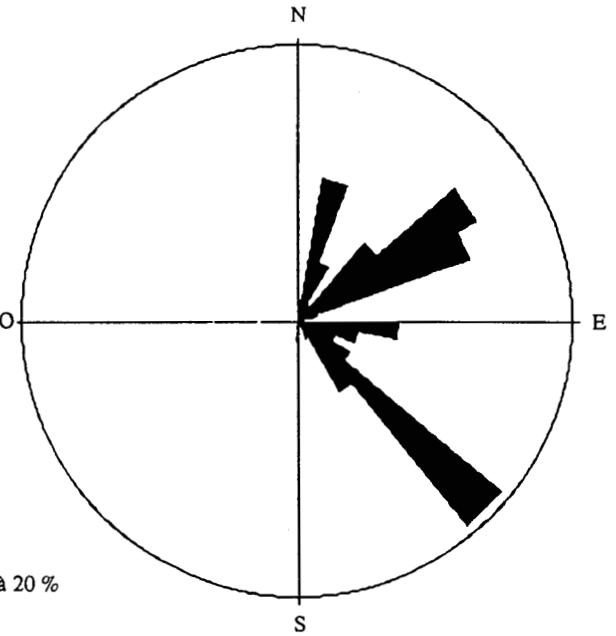
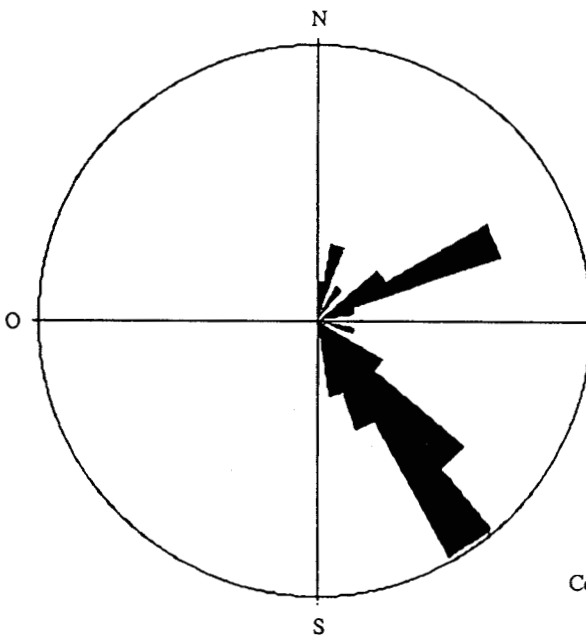


Pourcentage de points de mesure par unité d'aire de 1%
Intervalle des isolignes : 2%

DIRECTION DES DIACLASES

KONGOUHAOU

JEANNE ET MARIE



Cercle à 20 %

Nombre de points de mesure : 32

Nombre de points de mesure : 70

fragilise le massif et facilite la chute des matériaux, découpés en polyèdres plus ou moins réguliers par le réseau N 40, perpendiculaire à la direction générale de la ravine (fig. 53).

Les mouvements de terrain du Kongouahou présentent comme le précédent glissement :

- des directions tectoniques préférentielles (N120-140° ; N 40-60° et N 150-165°), identiques aux grandes lignes de discontinuités structurales du bâti ultrabasique,

- des diaclases conformes à la pente du versant, découpant le substrat en polyèdres,

- et de l'antigorite qui souligne les plans de glissement de la roche de direction N 120-140° notamment (photographie 4 p.80).

Les nombreux arrachements en "coups de cuiller" qui affectent des versants entiers, de haut en bas, du bassin de la Tontouta, sont liés au fait d'une intense fracturation du substrat, associée à de nombreux plans serpentinisés. Ces plans, plus sensibles à une altération pénétrante, permettent le développement d'un profil d'altération de faible profondeur sur fortes pentes, caractérisés avant tout par le dégagement de nombreux blocs et graviers de péridotites au sein d'une matrice limono-argileuse.

I.1.2.2 LES PRINCIPALES UNITES MORPHOPEDOLOGIQUES ET LA DETERMINATION DES CARACTERISTIQUES MECANIQUES DES TERRAINS

. Les serpentinites

Les serpentinites, qui constituent la semelle des massifs chevauchants ultrabasiques sommitaux ou des fils inclus dans des formations sédimentaires, se présentent sous la forme d'une roche feuilletée, de couleur vert clair - gris bleu, brillante et affectée d'une schistosité (LOZES et al, 1976). Au point de vue minéralogique, les serpentinites sont composées essentiellement d'antigorite de texture maillée ou lamellaire. Les serpentinites forment un matériau très sensible à l'érosion. Elles constituent une barrière au flux hydrique souterrain, souligné par de nombreux suintements dans la zone de contact avec les péridotites (glissement du creek Bel-Air). Des formes de ravinement se développent très souvent sur ce matériau imperméable (bassin-versant de la Kouangoué).

Mais la modification des propriétés mécaniques des serpentinites durant la saison humide, peut conduire, dans des conditions particulières, à des coulées boueuses, comme nous avons pu l'observer à la base des versants du creek Bel-Air. La circulation

préférentielle de l'eau qui se fait, pour le cas présent par les surfaces de rupture principales et secondaires du glissement de terrain, alimente la nappe de bas de versant. Au cours de la saison humide, alors que la nappe de versant se recharge, l'élévation de la pression hydrostatique au voisinage de ce substratum "imperméable" et l'imprégnation en eau du matériel serpentineux qui s'en suit, sensibilisent le matériel qui devient très plastique (limites d'Atterberg : $Wl = 82$, $Lp = 53$, $Ip = 29$ pour un échantillon prélevé au pied du glissement du creek Bel-Air).

. La formation des péridotites

L'altération des roches péridotitiques

Les roches ultrabasiques qui recouvrent un tiers du bâti néo-calédonien correspondent essentiellement à des harzburgites, reposant en contact anormal, au niveau de la semelle serpentineuse, sur les formations volcano-sédimentaires du Permien, du Crétacé ou de l'Eocène. Les conditions régnantes de l'altération en Nouvelle-Calédonie conduisent au développement d'un manteau d'altération plus ou moins épais sur ce type de roches. L'altération est en partie commandée par la structure et la minéralogie des roches ultrabasiques (tab.14 - GUILLON, 1975). La masse principale est composée d'harzburgite comprenant environ 80 % de péridots - $(MgFe)_2(SiO_4)$ -, des orthopyroxènes $-(MgFe)(SiO_3)$ - pour un peu moins de 20 % du total, et de la spinelle chromifère (Cr_2O_3, FeO) . Un rubanement peut apparaître au sein de la harzburgite avec des niveaux dunitiques, composés essentiellement de péridot et de spinelle chromifère et des lits essentiellement pyroxénolitiques. La composition chimique de roches ultrabasiques (harzburgite et dunite), se caractérisent par une quasi absence d'aluminium (tab. 14). L'altération qui en découle se traduit par la lixiviation de la silice et des ions alcalins et alcalino-terreux. Seul le fer n'est pas lixivié. Il se concentre alors pour former des oxy-hydroxydes de fer (goethite puis, après dessiccation de l'hématite).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	NiO
1	39.10	0.59	0.45	2.95	5.18	42.20	0.10	0.38	0.00	0.00	0.15	0.33
2	35.60	0.00	0.20	2.75	4.95	45.50	0.10	0.07	0.09	0.00	0.12	0.32
3	36.50	0.09	0.35	3.56	4.02	45.95	0.09	0.96	0.04	0.27	0.00	0.27

1 - Harzburgite : Ouimé

2 et 3 - Dunite : La Coulée et Ouénarou

Tab. 14 : ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES ULTRABASIQUES (GUILLON, 1975)

L'altération des roches ultrabasiques qui aboutit dans des conditions données à la formation de gisement de minerai de nickel, objet de l'exploitation minière, a été décrite de façon détaillée par J.J. TRESCASES (1975). Le profil type correspond à un sol ferrallitique ferritique (ou sol oxydique) dont les principaux caractères sont l'absence

d'argiles minéralogiques et la grande richesse en oxy-hydroxydes de fer (LATHAM M., 1986). Il comporte de bas en haut :

- une péridotite décomposée à structure conservée qui présente parfois une altération plus ou moins pénétrante le long de fractures ou de diaclases se traduisant par des imprégnations d'hydroxydes de fer,

- une altération terreuse silicatée (saprolites) de densité 1.4 à 1.7 composée de nombreux blocs, d'épaisseur très variable, où l'hydrolyse des silicates de la roche se réalise (péridot, pyroxène puis serpentine),

- des "latérites" jaunes de densité 0.8 à 1.1, parfois très épaisses (plusieurs dizaines de mètres), constituées essentiellement d'hydroxydes de fer (hématite, goethite), où l'hydrolyse des silicates se termine,

- des "latérites" rouges, de la grenaille et une cuirasse peuvent dans les zones relativement planes des plateaux et replats, chapeauter l'ensemble. Les latérites rouges comprennent des grains de goethite, et parfois des nodules d'hématite à écorce de goethite, englobés dans un ciment d'hydroxydes de fer, toujours très mal cristallisé. La cuirasse comprend des blocs de toutes tailles, parfois englobés dans une matrice pulvérulente. Cette accumulation peut résulter dans certains cas de l'élimination du magnésium et de la silice, puis de la concentration sur place des oxydes et hydroxydes de fer plus ou moins bien cristallisés. Elles peuvent également résulter d'une migration des oxydes et hydroxydes de fer qui s'accumulent en position basse au niveau des piedmont et glacis. Ces migrations reprennent en partie le matériau démantelé d'une cuirasse ou d'une carapace supérieure.

Un tel profil d'altération sur roches ultrabasiques présente des variantes, selon la nature de la roche mère, et surtout le degré d'évolution et les parts respectives de l'altération et de l'ablation. Les formations les plus affectées par les processus d'ablation sont les formations superficielles de montagne et de piedmont (fig. 54).

1 - Les formations superficielles en montagne

Se dessinent ainsi, sur le haut d'un versant type de montagne ultrabasique, des sols ferrallitiques ferritiques avec cuirasse sur les plateaux, et des lithosols ou des sols peu évolués d'érosion sur les sommets escarpés et les zones de pentes les plus raides (supérieure à 30 %). C'est le schéma que l'on retrouve sur les versants instables qui domine le creek Jeanne et Marie ou sur le versant qui surplombe le cours de la Lembi, celui du Kongouhaou ou de la Tontouta. Les lithosols et les sols peu évolués d'érosion sont généralement peu épais, avec un horizons humifères (A1) reposant généralement sur la roche "saine" pour les sols peu évolués d'érosion. Un horizon (B3) peut s'y développer de manière très aléatoire. Un horizon de transition (AB et/ou B1) peut se distinguer entre l'horizon humifère (A1) et l'horizon minéral (B2). L'action de l'érosion se manifeste par un décapage des horizons de surface suite à de très fortes précipitations cycloniques, mais les processus morphogéniques majeurs (lave torrentielle et coulées de

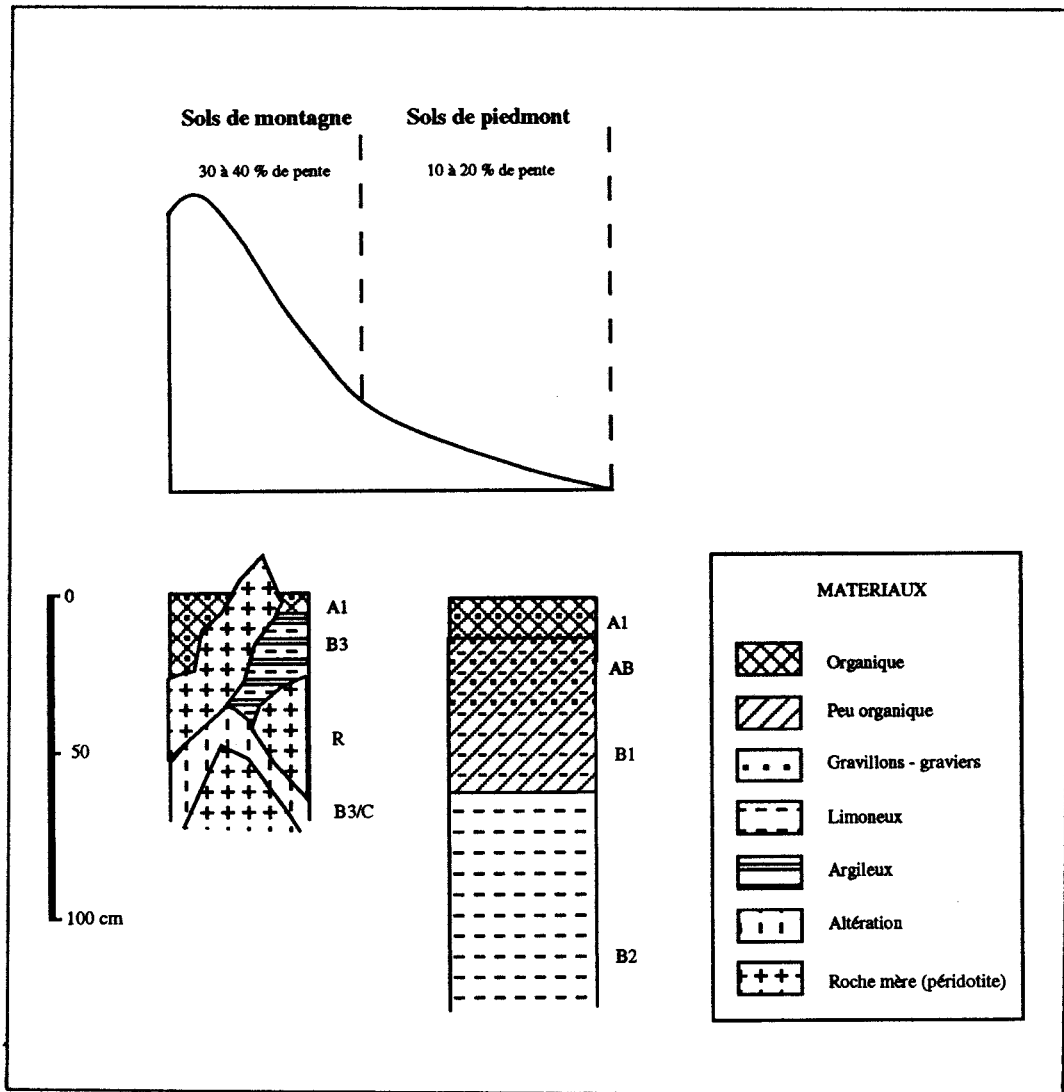


Fig. 54 : LES SOLS DE MONTAGNE ET DE PIEDMONT (LEMBI)

débris) concernent également la roche mère très diaclasée, en voie d'altération (Jeanne et Marie, Kongouahaou et Tontouta).

2 - Les formations superficielles de piedmont

Lorsque les pentes s'adoucissent, les processus pédologiques changent. Mise en solution, entrainement des particules, individualisation des sesquioxydes et décapage superficiel par l'action du ruissellement font place à l'accumulation des sesquioxydes. Le processus d'accumulation caractérise la zone de piedmont. Toutefois, différentes formes d'érosion hydrique, allant du ruissellement aux "lavakas", ont été observées sur les formations de piedmont du secteur de la Lembi. Ces sols ont fait l'objet d'une étude pédologique approfondie (BOURDON E. *et al*, 1992), le secteur de la Lembi constituant une zone de référence en milieu péridotitique pour l'ensemble du Sud de la Nouvelle-Calédonie.

Si les formations superficielles situées en haut des versants sur fortes pentes sont fortement rajeunies (peu épaisses, blocs de péridotites au sein des horizons d'altération, en surface ou légèrement en profondeur), les sols de piedmont correspondent à des sols d'apports colluviaux, constitués de débris d'anciennes cuirasses, d'oxydes de fer provenant de l'altération des péridotites. La classification CPCS (1967) les considère comme des **sols ferrallitiques ferritiques fortement désaturés, remaniés et rajeunis** (M. LATHAM, 1978) et le Référentiel Pédologique Français comme des **Ferrasols**. Ils sont soumis à des phénomènes de transport et de sédimentation (remaniés), à des processus d'ablation (rajeunies) et se caractérisent par la faiblesse ou l'absence de bases échangeables (désaturés) et d'argiles minéralogiques. Ces formations superficielles se retrouvent à la base des versants, sur des pentes légèrement concaves ou rectilignes comprises entre 10 et 20 %.

L'horizon (A1), de couleur rouge sombre (10 R 3/2), à structure particulière grumeleuse et à texture limono-sableuse, est profond d'environ 10 à 20 cm. Cet horizon organique comprend de nombreux gravillons et graviers ferrugineux (entre 2 et 6 %). La limite avec l'horizon inférieur est nette mais irrégulière. La part des éléments grossiers ne cesse cependant de diminuer avec la profondeur (les horizons AB et/ou B1 comprennent entre 0 et 3.5 % d'éléments grossiers) pour devenir nulle au niveau de l'horizon B2, vers 50 cm de profondeur. Seule, la part des argiles granulométriques devient croissante, allant de 34 % (horizon A1) à 45 % (horizon B2), en moyenne. D'un matériau très meuble en surface, on passe à des matériaux assez cohérents à très cohérents pour les horizons inférieurs. La structure de l'horizon A1 est grumeleuse à particulière, puis devient rapidement polyédrique anguleuse fine à moyenne, dans les horizons de profondeur. Le volume des vides est très important entre les agrégats dans les horizons de surface (A et AB). Dans les horizons de profondeur (B), le volume des vides est faible entre les agrégats, mais la porosité intragrégats est très importante, constituée de nombreux pores tubulaires fins à très fins.

L'ensemble des horizons A1 à B1 a été fortement influencé et remanié par des apports (gravillons, graviers ferrugineux) en relation avec le ruissellement en nappe

(colluvions) ou des apports latéraux (alluvions). Mais l'érosion en nappe, qui s'étend sur de grandes superficies, dans un paysage profondément dégradé par le feu, dans le secteur Lembli, prépare, avec l'apparition de rigoles et de ravineaux, la mise en place de profondes ravines. En l'absence de végétation, le ruissellement en nappe décape rapidement l'horizon A1 avant d'atteindre les horizons de profondeur sensibles à une attaque verticale en raison de l'augmentation du taux d'argile granulométrique. Des terrassettes d'une hauteur maximale de 3 cm sont la marque du décapage superficiel.

L'attaque des piedmonts commence donc par un décapage de l'horizon A1. Elle se poursuit ensuite par une incision verticale. Celle-ci est parfois facilitée par des phénomènes de suffosion liés à l'écoulement souterrain et au soutirage des matériaux, mais le phénomène est assez rare. La suffosion résulte, en partie, de la différence de perméabilité entre l'ensemble du profil d'altération, très poreux et la roche mère en profondeur. Dans les zones de piedmont, le stade final, peut correspondre à des formes d'érosion hydrique à l'image des "lavakas" de Madagascar, présentant alors des incisions qui se ramifient en forme de feuille de chêne, au parois verticales à hauteur variable. Toutes transitions entre la rigole et la lavaka sont bien sûr visibles sur de tels versants, selon le degré de dégradation. Un certain nombre de conditions morphopédologiques sont nécessaires pour le développement des lavakas et ces conditions ne sont pas toujours présentes :

- l'existence d'un écoulement hypodermique dans les altérites pour le soutirage des matériaux. Des voies de drainage se développent et s'organisent à l'intérieur même des formations superficielles et très souvent au contact de la roche mère, discontinuité lithologique majeure où les différences de perméabilité sont les plus importantes. Les eaux d'infiltration se concentrent en partie et circulent le long de zones de perméabilité différentes. Il en résulte une formation de galeries souterraines qui en surface prennent l'aspect de trous de quelques centimètres de diamètre (renards);

- et l'existence d'un plancher non incisable en profondeur constitué ici d'harzburgite, qui favorise l'extension latérale des ravines et non une incision verticale.

La première des conditions (soutirage) est très rarement réalisée. Le terme "lavaka" semble donc abusivement utilisé en Nouvelle-Calédonie. On ne peut cependant parler de ravinement au sens strict dans la mesure où le ravinement nécessite la présence d'une roche imperméable et homogène, ce qui n'est pas le cas également. L'évolution est donc plus complexe qu'il n'apparaît au départ.

L'évolution de ces formes d'érosion hydrique se concrétise surtout, après le décapage de l'horizon A1, par une extension latérale des parois de la ravine, à la faveur souvent d'axes verticaux d'écoulement préférentiel des eaux. La déstabilisation des bordures est exacerbée par l'existence d'une période sèche au cours de l'année, qui induit l'apparition de fentes de dessiccation qui seront gorgées d'eau dès les premières pluies.

On comprend alors pourquoi, dans de telles conditions, la mise en valeur par l'Homme de ces terrains, nécessitent beaucoup de précautions. Ne voit-on pas sur les

pediments mis en culture, lorsque certaines règles élémentaires ne sont pas suivies, l'apparition de rigoles et un fort colluvionnement en bas de pentes alors que l'agriculteur, par ses méthodes d'exploitation (labour et disposition des plants dans le sens de la ligne de plus grande pente) a permis sinon accentué un processus naturel.

Quelques données géotechniques (limites d'Atterberg et résistance au cisaillement) caractérisent le comportement de ces matériaux et permettent de préciser l'origine de certains glissements de terrain.

Limites d'Atterberg

Les modifications de l'équilibre d'un versant sont en grande partie fonction de l'aptitude des formations superficielles ou du substrat rocheux à l'infiltration des eaux. L'instabilité dépend donc à la fois de la nature de ces matériaux, et de la quantité d'eau infiltrée. Les limites d'Atterberg nous renseignent sur le comportement du matériau en fonction de sa teneur d'eau. Les limites de liquidité et de plasticité correspondent aux teneurs d'eau nécessaires pour le passage d'un état de consistance à un autre. Nombreux mouvements de masse se déclenchent à la suite des modifications d'état de matériaux par l'infiltration de l'eau.

Les limites mesurées varient comme suit pour les formations superficielles dérivées des roches péridotitiques en des secteurs de plateaux montagneux (53 échantillons analysés par le L.B.T.P.¹ en 1992 et en 1993 pour le compte de la Société le Nickel, sur les sites miniers de Kopéto et Kouaoua) :

- limites de liquidité (Wl) : de 43 à 97 % (moyenne 65.5 %)
- limites de plasticité (Wp) : de 34.5 à 72 % (moyenne 47.9 %).

Les valeurs de l'indice de plasticité ($I_p = W_l - W_p$) sont comprises entre 7 et 36 (moyenne 16.8). Ces données concordent avec les résultats des analyses faites sur les matériaux prélevés de la lave torrentielle du creek Jeanne et Marie, sur le glissement en serpentinites du creek Bel-Air, et les valeurs annoncés par GERY P.M. (1972) relatives aux décharges minières (fig. 55).

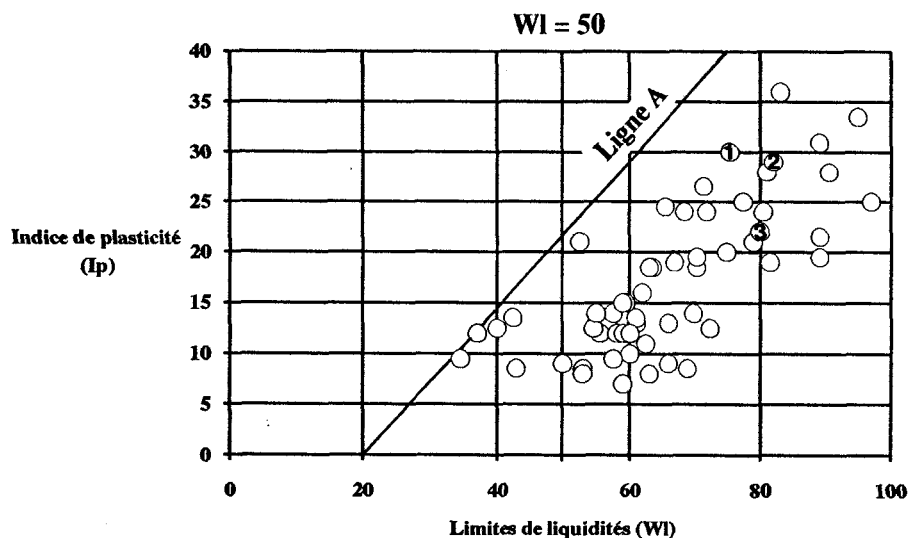
Les zones instables, qui montrent des limites de liquidité plus fortes que la moyenne, laisse à penser que, pour des hauteurs et intensités de pluie exceptionnelles comme celles survenues sur les bassins Jeanne et Marie et Bel-Air par exemple, et dans des conditions géomorphologiques similaires, l'ensemble des formations superficielles dérivées de roches ultrabasiques pourraient devenir instables.

Ces valeurs, resituées dans un diagramme de plasticité de CASAGRANDE reportant en ordonnée l'indice de plasticité et en abscisse les limites de liquidité, permettent de définir ces matériaux comme des limons peu plastiques à très plastiques,

¹ Laboratoire Des Bâtiments et Travaux Publics

	Limites de liquidité Wl (%)	Limites de plasticité Wp (%)	Indice de plasticité Ip = Wl - Wp
Matrice de la lave torrentielle de Jeanne et Marie	75.5	45.5	30
Matériaux composant le glissement de terrain du creek Bel-Air	82	53	29
Synthèse des travaux du L.B.T.P. sur les mines de Kopéto et de Kouaoua	43 à 97 moyenne 65.5	34.5 à 72 moyenne 47.9	7 à 36 moyenne 16.8
Matériaux latéritiques sur mine (GERY, 1972)	80	58	22

Tab. 15 : LIMITES D'ATTERBERG DE MATERIAUX DERIVE DE ROCHES ULTRABASIQUES



- 1 - matrice de lave torrentielle (Jeanne et Marie)
- 2 - serpentinites (Bel-Air)
- 3 - décharges minières (GERY M., 1972)

fig. 55 : DIAGRAMME DE PLASTICITE DE CASAGRANDE

les matériaux relatifs aux glissements de terrain étant classés dans les limons très plastiques (= limons inorganiques très compressibles).

La résistance au cisaillement

L'évaluation de la résistance au cisaillement précise les connaissances en matière d'instabilité des versants, notamment dans le cas des glissements de terrain pour lesquels la tension tangentielle devient supérieure à la résistance qui retenait le matériel. La résistance au cisaillement dépend, selon la loi de COULOMB, de l'angle de frottement interne et de la cohésion. Elle s'écrit (δ exprimée en $\text{kg.f}^1.\text{m}^2$) :

$$\delta = C + \text{otg}\phi$$

avec C = cohésion en $\text{kg.f}^1.\text{m}^2$
 o = pression normale en $\text{kg.f}^1.\text{m}^2$
 ϕ = angle de frottement interne

Ainsi, une augmentation de la teneur d'eau peut réduire la cohésion et/ou l'angle de frottement interne et provoquer un glissement. Il en est de même si la pente s'accroît avec l'entaille du pied de versant par le sapement d'une rivière (Bel-Air - Jeanne et Marie) ou la construction d'une route (Kongouahou). L'angle de pente est alors supérieure à l'angle de pente en équilibre, ce qui augmente le potentiel d'instabilité.

Des essais réalisés à la boîte de cisaillement, pour divers matériaux dérivés de roches ultrabasiques, donnent des valeurs de ϕ comprises entre 10° et 50° . Par conséquent, pour qu'un versant composé de matériaux dérivés de roches ultrabasiques soit potentiellement instable, il est nécessaire que son angle de pente soit supérieur à 10° dans les cas extrêmes, et en moyenne supérieur à 26° , ce qui est fréquemment le cas.

Cette approche demeure malheureusement trop incomplète (prise d'échantillon limitée) et mériterait d'être approfondie en travaillant à l'échelle du profil, et en divers sites géomorphologiques instables. On retiendra seulement de cette timide approche que les glissements de terrain du creek Jeanne et Marie, du creek Bel-Air, et ceux du Kongouhaou résultent avant tout :

- d'intenses précipitations qui ont permis le franchissement de la limite de plasticité ou de liquidité de matériaux limoneux très plastiques et la diminution de la cohésion des matériaux et/ou de l'angle de frottement interne,

- et du sapement de la base du versant par un cours d'eau torrentiel (glissements de Jeanne et Marie et mouvement de terrain du creek Bel-Air) ou par le tracé d'une piste minière (glissements du Kongouhaou) qui a pour effet d'accentuer la réduction de la cohésion des matériaux et de l'angle de frottement interne.

. Le Sénonien

L'ensemble de ces dépôts présentent des faciès très variés selon le type de milieu de sédimentation. Le domaine de sédimentation pélagique (Nord calédonien) se caractérise ainsi par des dépôts de sédiments pélitiques argileux, les plus sensibles à l'érosion. Les hauts fonds marins et le domaine fluvio-deltaïque favorisent le dépôt de sédiments plus grossiers en bordure de la Chaîne centrale, alors en partie émergée. Il donne des formations de type conglomérats à la base de la séquence, puis des arénites et des shales carbonneux et pour le dernier terme de la séquence des arénites fines et des siltites noires à nodules fossilifères également très érosive. Ce dernier faciès particulier associe des tufs fins remaniés et des argiles kakis en raison de l'activité volcanique fréquente durant cette période sur la côte Ouest. Siège de nombreux ravinements, ils ne présentent pas de litage net et régulier mais un débit esquilleux. On retrouve la formation à charbon du Crétacé supérieur sur les bassins de la Ouenghi sous la forme de petits lambeaux disséqués par des processus morphogéniques linéaire et limités par des failles. Plus étendu sur le bassin de la Pouembout, la formation du Sénonien est ici en contact discordant avec les formations du Permien, du Trias, du Lias et du Jurassique moyen et supérieur.

I.2 LES FACTEURS ALEATOIRES

I.2.1 LES CONDITIONS HYDRO-CLIMATIQUES

La Nouvelle-Calédonie et les Iles Salomon peuvent être touchées par des événements climatiques sévères incluant les sécheresses et les cyclones tropicaux. Ces derniers, les plus fréquents en Nouvelle-Calédonie en raison de la proximité des centres de cyclogénèse de l'hémisphère austral, causent de sérieux dommages matériels et parfois humains, et impliquent souvent la mise en mouvement des terrains.

Si les pluies exceptionnelles qui s'abattent sur l'archipel calédonien sont dues pour la plupart au passage des dépressions tropicales et des cyclones, il arrive aussi qu'elles trouvent leur origine dans des orages isolés de courte période ou des dépressions polaires touchant le sud de la Grande Terre notamment.

Par ailleurs la majeure partie des pluies de Guadalcanal sont le fait de la zone intertropicale de convergence, conjuguée à l'influence de la mousson de Nord-Est. Mais encore une fois, les pluies torrentielles et les crues les plus dévastatrices qui en résultent sont la conséquence des cyclones, dont un des derniers en date, NAMU, a fait, du 18 au 20 Mai 1986, en plus des dégâts matériels, 103 morts dont 95 sur Guadalcanal, et environ 90 000 sans-abri.

Toutefois, la réponse morphogénique aux contraintes hydroclimatiques ne se limite pas aux évènements cycloniques, même si ce sont eux qui provoquent les crises morphodynamiques les plus sévères. Selon le mode d'écoulement de l'eau, les conséquences de la morphogénèse sont différentes :

- un ruissellement de surface implique soit un décapage des sols et des formations superficielles, soit leur incision, selon que l'écoulement est diffus ou concentré, ainsi que le transport du matériau par charriage, en suspension et en solution vers l'exutoire du bassin-versant;
- un écoulement hypodermique et une infiltration en profondeur, qui diminuent l'action du ruissellement, peuvent aboutir à des manifestations morphogéniques très différentes (dissolution, suffosion, coulées de boues, laves torrentielles).

La variabilité des réponses morphogéniques aux conditions climatiques et hydrologiques implique que l'on s'intéresse à l'ensemble des paramètres hydroclimatiques de ces îles hautes. La violence des précipitations et celles des crues qu'elles provoquent sont toutefois les éléments moteur de la plupart des instabilités morphodynamiques observées et nécessitent par conséquent une approche de détail.

I.2.1.1 CARACTERISTIQUES CLIMATIQUES GENERALES

. Les centres d'actions et les circulations atmosphériques moyennes du Sud-Ouest Pacifique

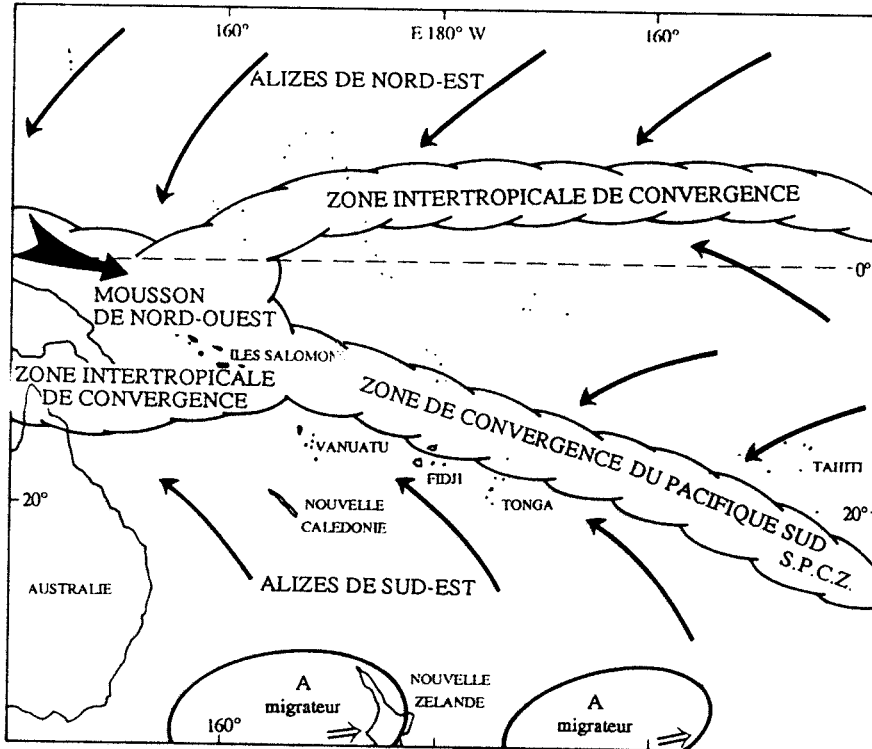
Les principaux centres d'actions et circulations (fig. 56) qui commandent le climat du Sud-Ouest Pacifique sont les hautes pressions subtropicales, les alizés qui en divergent et les zones de convergence (MULLAN A., 1991; PORTE V., 1992).

Les alizés

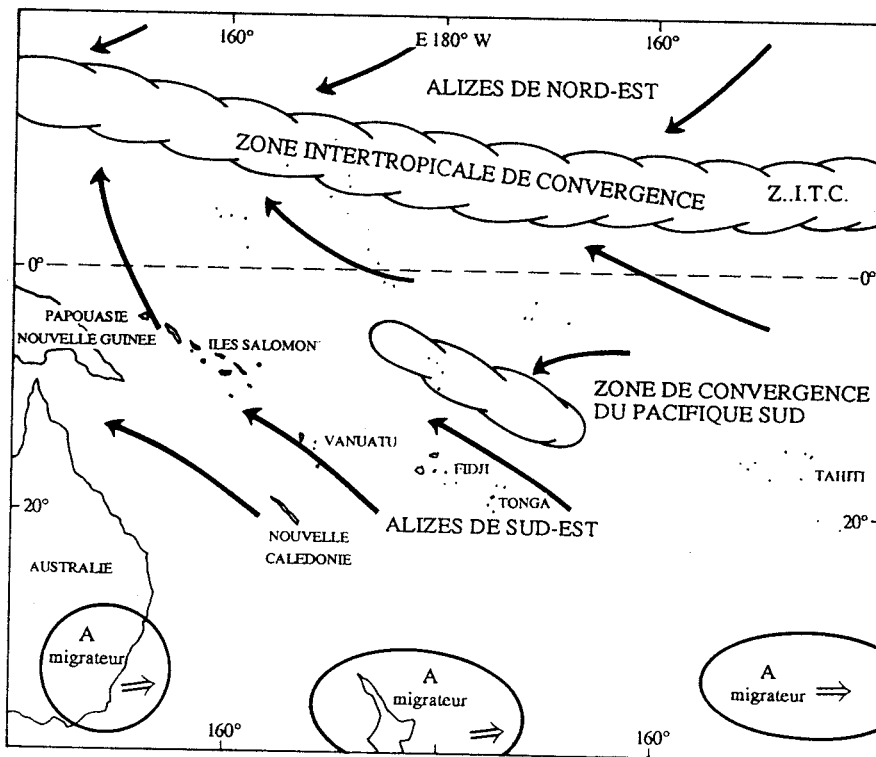
Les alizés de Nord-Est et de Sud-Est ont leur source dans les cellules anticycloniques subtropicales présentes entre 25° et 35° de latitude, dans les deux hémisphères. Ces ceintures anticycloniques sont constituées de plusieurs cellules de hautes pressions qui se succèdent, dérivant d'Ouest en Est dans le Pacifique Sud et dans le sens inverse dans l'hémisphère Nord. Ces hautes pressions, qui peuvent atteindre dans l'hémisphère Sud le 20^{ème} parallèle au cours de l'hiver austral (Juillet à Septembre), dirigent le flux d'alizés vers les basses pressions équatoriales. Ces flux frais s'écoulent sur les faces Est et Nord des cellules anticycloniques (hémisphères Sud) et à l'Ouest et au Sud des cellules de hautes pressions de l'hémisphère Nord.

SITUATION ATMOSPHERIQUE MOYENNE
DANS LE SUD-OUEST PACIFIQUE

Fig. 56



SITUATION ATMOSPHERIQUE MOYENNE EN JANVIER
(ETE AUSTRAL)



SITUATION ATMOSPHERIQUE MOYENNE EN JUILLET
(HIVER AUSTRAL)

Les zones de convergence

Les alizés, qui se réchauffent et s'humidifient ensuite sous les tropiques, convergent et se rencontrent dans une zone qui s'étend du 5° au 10° Nord, dénommée "Zone de Convergence InterTropicale" (Z.C.I.T.). Limite entre les deux hémisphères météorologiques, interface entre les circulations méridiennes, cet équateur météorologique se caractérise par une structure permanente. Zone d'instabilité intense, il correspond à une convergence, dans les basses couches de l'atmosphère, de masses d'air qui se sont chargées d'humidité dans les régions tropicales où siège une forte évaporation océanique. La zone dépressionnaire équatoriale de basse altitude, alimentée ainsi en vapeur d'eau et donc en chaleur latente, est surmontée d'ascendances dans les couches intermédiaires, libérant cette énergie par condensation, puis de divergences dans les couches supérieures.

Une deuxième zone de convergence (Z.C.P.S. : Zone de Convergence du Pacifique Sud) relie les alizés de Sud-Sud-Est de la Mer de Corail (la composante plus au Sud étant liée au passage d'anticyclones à travers la Nouvelle-Zélande), aux alizés de Sud-Est situés plus à l'Est, face aux alizés de Nord-Est issus de l'Anticyclone de l'île de Pâques. Elle correspond à une zone de contact entre un courant tropical chaud et un flux tropical frais. Disposée en diagonale, elle s'étend de l'archipel des Salomon jusqu'à 20°S-150°O à proximité de Tahiti, selon une orientation Nord-Ouest à Sud-Est.

Au cours de l'été austral, une troisième zone de convergence se dessine des Iles Salomon au Nord-Est de l'Australie, au contact du flux de mousson de direction Nord-Ouest à Sud-Est et des Alizés de Sud-Est.

Les précipitations du Sud-Ouest Pacifique sont influencées par la localisation des principales zones de convergence et leur variation saisonnière en latitude et en intensité. Ainsi au cours de l'été austral (Février à Avril), les alizés de Nord-Est sont intenses et de faibles vents d'Ouest se substituent aux alizés de Sud-Est qui faiblissent, à l'Ouest de la ligne de changement de date, au niveau de l'équateur. La Z.C.I.T. est alors proche de l'équateur vers 5°N et la Z.C.P.S., qui devient active, se localise entre 15° et 30° S, plus au Sud qu'en hiver austral. Au cours de l'hiver austral, les alizés de Sud-Est se renforcent, soufflant jusqu'à l'équateur, tandis que les alizés de Nord-Est faiblissent. La Z.C.I.T. qui migre alors vers 12° N, devient plus active et la Z.C.P.S., peu active, évolue en direction de l'équateur.

Les circulations atmosphériques zonale et méridienne

Les alizés et les zones de convergence, et de manière plus générale la situation atmosphérique moyenne du Pacifique, sont le résultat d'une combinaison de deux circulations, l'une zonale (circulation dite de "Walker"), et l'autre méridienne qui suit le schéma de Hadley. La circulation zonale de Walker se caractérise par :

- des mouvements ascendants qui favorisent la formation de masses convectives à partir des alizés de Sud-Est qui se chargent de vapeur d'eau prise à l'océan par évaporation,
- une circulation d'Ouest en Est en altitude
- et des mouvements descendants vers 120° O.

La circulation méridienne explique l'existence des alizés et se traduit par la formation d'une zone dépressionnaire équatoriale, des mouvements ascendants qui libèrent l'énergie acquise par les alizés et le transport de cette énergie vers les hautes couches de la troposphère puis vers les régions polaires.

Le climat de la Nouvelle-Calédonie et de Guadalcanal est donc très étroitement dépendant des grands centres d'action régionaux et des flux qu'ils animent. Mais à ces situations atmosphériques s'ajoutent l'influence du relief, de l'exposition et de l'altitude qui confèrent à ces îles des réponses climatiques diverses selon les lieux tant d'un point de vue des précipitations, que des températures en particulier.

. Températures, régime des vents, humidité relative de l'air et évaporation

Les températures

Les caractéristiques relatives aux températures sont sous le signe de l'irrégularité en Nouvelle-Calédonie; l'amplitude moyenne annuelle voisine de 5°4C pour beaucoup de stations littorales, notamment sur la côte Est; le maximum des températures a lieu en Février, compris entre 25°4 (Port-Laguerre) et 26°8 C (Poum) et le minimum en Juillet-Août variant selon les postes de 18°3 (LaFoa) à 21°4C (Poum). L'influence de la latitude est faible (écart de 2° entre le Nord et le Sud sur la côte Ouest, de 1° sur la côte Est), celle de l'altitude également (gradient thermique de 0,5° C / 100 m pour le poste de Tiébaghi (595 m) durant toute l'année, 0,5 ° et 0,8°C / 100 m pour la station du col d'Amieu (425 m) respectivement en saison fraîche et en saison chaude).

La station d'Honiara traduit le caractère plus constant des températures d'une île proche de l'équateur où les moyennes varient de 26°2 à 26°8 (moyenne 26°6). La régularité interannuelle se caractérise par des moyennes annuelles allant de 26°3 à 26°8. Les minimum et maximum absolus sont de 22° et 32° C. Cependant, dans la partie amont des vallées montagneuses du centre de Guadalcanal, les températures minimales peuvent descendre à 10°C le matin d'une nuit claire.

Le régime des vents

Les circulations atmosphériques moyennes qui ont été examinées auparavant dirigent sur la Nouvelle-Calédonie un flux d'alizés de direction Est à Sud prédominant toute l'année (218 jours par an à Nouméa), mais plus fréquent au cours de

la saison chaude, de Novembre à Avril. La saison fraîche qui s'étend de Mai à Septembre se caractérise par une augmentation de la fréquence des vents soufflant de l'Ouest, plus particulièrement dans le Sud du Territoire où les valeurs dépassent 10 % à Nouméa, contre seulement 4 à 7 % dans le secteur de Koumac ou de Poindimié dans le Nord.

Les types de temps cycloniques, engendrés par les dépressions tropicales et les cyclones, aux trajectoires toujours très aléatoires, se caractérisent par des vents tournants. La moyenne des vitesses maximales varie de 160 à 190 km.h⁻¹.

Les types de temps perturbés d'origine polaires, appelés "coups d'Ouest", sont associés à des vents forts soufflant du secteur compris entre le Nord-Ouest et le Sud-Ouest. Ils se cantonnent généralement à la saison fraîche, lors du passage sur le Sud de la Grande Terre des dépressions polaires.

Le régime des vents est bien évidemment perturbé par la configuration du relief et l'orientation des vallées. Koumac, situé au Nord-Ouest de l'île est ainsi protégée des vents d'Est par les massifs du Panié, du Colnett, les monts Ignambi ou de l'Ouaième.

Le régime des vents à la station d'Henderson Airport se caractérise par des vents d'orientation Nord-Est à Ouest avec un maximum de Nord-Ouest au cours des mois de Décembre à Mars, et une orientation Nord-Est à Est-Sud-Est durant l'hiver austral (Mai à Octobre).

L'humidité relative de l'air

Comprise entre 71 et 80 %, l'humidité relative de l'air présente un maximum en saison chaude et un minimum en Octobre-Novembre pour les stations de Koumac, La Tontouta, Nouméa et Ouanaham. Les amplitudes saisonnières sont donc peu marquées. Les variations journalières le sont nettement plus, avec un maximum se produisant le matin entre 5 et 7 heures, et un minimum en début d'après midi.

L'humidité est plus accusée à Honiara (Humidité moyenne d'environ 80 %).

L'évaporation

L'évaporation est liée aux différents critères présentés ci-dessus : les températures, l'humidité relative de l'air et les vents. En Nouvelle-Calédonie, l'évaporation est maximale à la fin de la saison sèche, particulièrement durant le mois de Novembre; elle est minimale en Mai-Juin. L'évaporation mensuelle peut fortement varier, du simple au double selon les années. Mais les variations interannuelles ne sont pas considérables, et l'évaporation apparaît constante toute l'année vers 1300 mm.

. Répartition spatio-temporelle des précipitations sur l'île de Guadalcanal et en Nouvelle-Calédonie

L'irrégularité des précipitations sur la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie et sur Guadalcanal, se manifeste aussi bien dans le temps que dans l'espace.

Les données d'observation

Les données d'observations de Nouvelle-Calédonie ont été fournies par le Service de la Météorologie qui exploitait 79 postes pluviométriques en 1992, répartis essentiellement sur la frange côtière de l'île. Les autres postes, situés à l'intérieur des vallées et sur les principaux sommets de l'île, font partie du réseau de suivi de la Section Hydrologie de l'ORSTOM. La répartition des postes pluviométriques n'est cependant pas homogène, certains secteurs montagneux étant encore mal connus. Par ailleurs, les valeurs mesurées peuvent être faussées à cause du débordement possible des cônes des pluviographes et des pluviomètres au cours d'intenses épisodes pluvieux. L'évaluation des lames d'eau tombées sur les bassins-versants, au cours d'épisodes cycloniques notamment, demeure donc toujours difficile en raison de la faible densité et de la situation des postes pluviométriques d'une part, et du fait de dégâts qui peuvent aller de l'obstruction des capteurs pluviométriques à la destruction totale des matériels. 20 % des pluviographes ont ainsi été endommagés au cours du cyclone GYAN des 23 et 24 Décembre 1981. La majeure partie du réseau de pluviographe en Nouvelle-Calédonie a été doublée de totalisateur de pluie afin d'éviter les pertes d'information, au cas où le pluviographe serait endommagé.

Le réseau de mesure pluviométrique aux Iles Salomon est très réduit en nombre. Les postes pluviométriques sont situés pour l'essentiel en zones de basse altitude, relativement accessibles.

Irrégularité interannuelle

Les précipitations présentent en Nouvelle-Calédonie une irrégularité interannuelle liée notamment à la fréquence et à l'amplitude des perturbations intertropicales qui conditionnent dans une large mesure l'abondance pluviométrique annuelle (MONIOD F. et al, 1968; DANLOUX J., 1987). Plusieurs indicateurs confirment cette idée :

- les valeurs pluviométriques annuelles extrêmes,
- l'évaluation des décennales sèches et humides par la distribution des pluies annuelles puis le calcul du coefficient d'irrégularité (K3) établi par le rapport entre la décennale humide et la décennale sèche,
- et le calcul de l'indice d'humidité (Décennale humide/Médiane).

Quelques valeurs minimales et maximales absolues annuelles sont données dans le tableau (16) pour des stations localisées du Nord au Sud de la Grande Terre, sur les

côtes Ouest et Est. Une homogénéisation des stations a été réalisée pour certains postes pluviométriques afin de combler les lacunes, les stations n'ayant pas obligatoirement des temps d'observation identiques (DANLOUX J., 1987). La méthode utilisée est la régression linéaire entre les valeurs de hauteurs annuelles de pluies, de postes pris deux à deux (DUBREUIL P. 1974; ROCHE M. 1963).

La valeur annuelle maximale représente entre 3 et 5 fois la valeur minimale annuelle enregistrée. Ainsi à Thio, les valeurs extrêmes de l'échantillon homogénéisé (1952-1984) figuraient en 1981 avec 747 mm et en 1967 avec 4163 mm. Le poste de Boulouparis enregistre un minimum annuel en 1977 de 426 mm et un maximum pluviométrique annuel en 1956 s'élevant à 1795 mm.

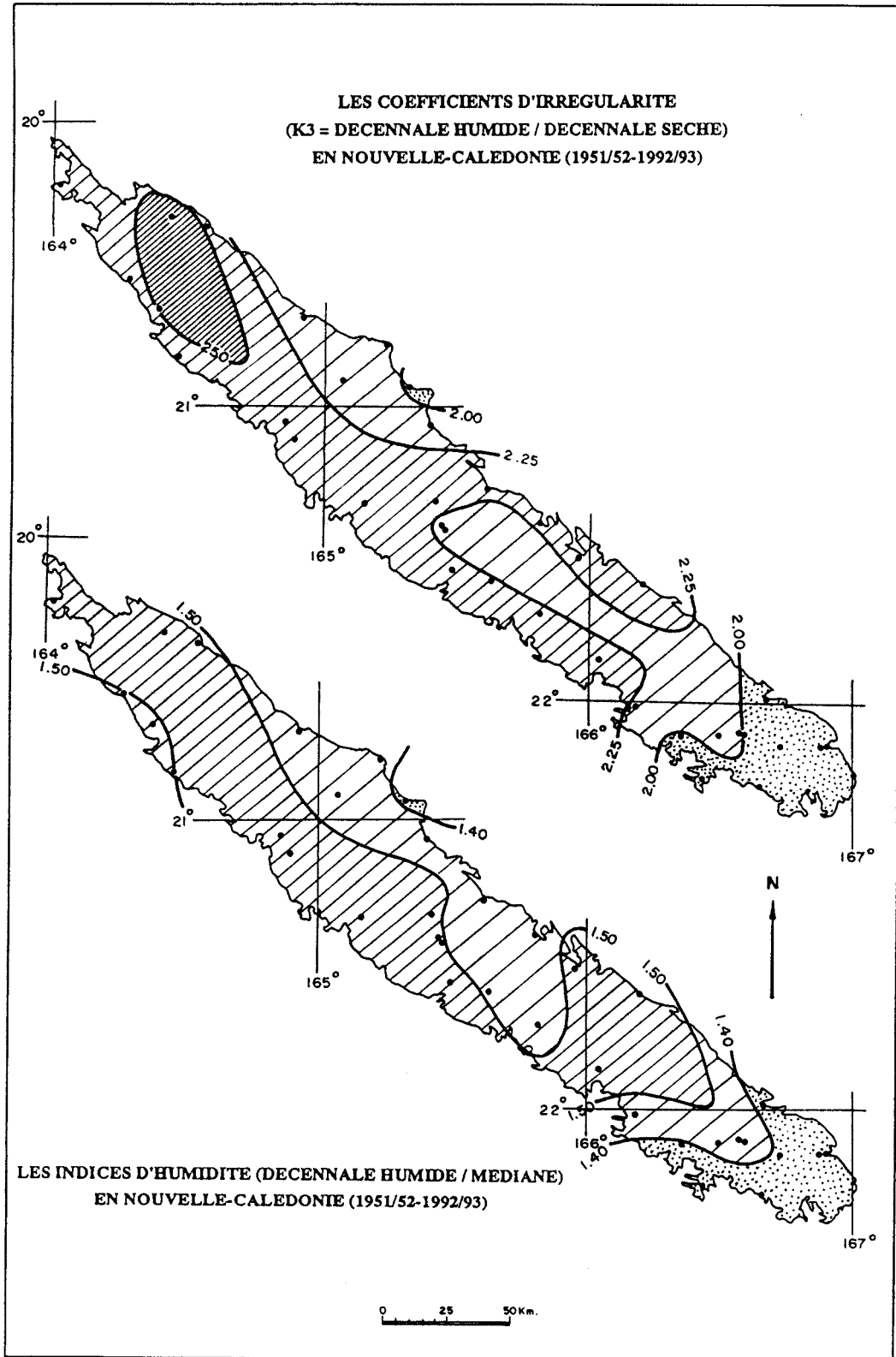
Station	Minimum annuel absolu (mm)	Maximum annuel absolu (mm)
Koumac	507	1819
Pouembout	557	1862
Thio	747	4163
Plum	952	2350
Boulouparis	426	1795
Tontouta	496	1660

Tab. 16 : MINIMA ET MAXIMA ANNUELS ABSOLUS
(NOUVELLE-CALEDONIE)

Trente-trois stations de basses altitudes, situées sur le pourtour de la Grande Terre et présentant des chroniques de 32 années, ont fait l'objet d'ajustements statistiques, après homogénéisation. La loi de GALTON (Log Normale), la mieux adaptée pour la quasi totalité des stations pluviométriques en raison du caractère cyclonique et irrégulier des précipitations (certaines années sans cyclone), ont permis d'obtenir les valeurs des décennales sèches et humides et de calculer le coefficient d'irrégularité interannuelle (K3) et l'indice d'humidité Dh/Médiane.

Le coefficient d'irrégularité interannuelle (K3), établi à partir du rapport des décennales humides et sèches, exprime non seulement le caractère irrégulier des totaux pluviométriques annuels, mais définit par ailleurs des différences régionales, confirmées par l'indice d'humidité qui traduit le rapport de la décennale humide et de la médiane. Les valeurs de K3 sont comprises entre 1.69 (Ouinné) et 3.14 (Népoui). Un ensemble constitué de faibles coefficients s'individualise dans l'extrême Sud du Territoire (fig. 57) en raison du très faible nombre d'année à activité cyclonique importante. Le Nord du Territoire est par contre plus fréquemment soumis aux phénomènes cycloniques et les fortes irrégularités sont liées à l'alternance plus nette d'années à cyclones et d'années peu ou pas soumises aux pluies torrentielles d'origine cyclonique. Les stations situées au pied de massifs très arrosés semblent avoir cependant un régime plus régulier (Poindimié et Galarino), celles-ci recueillant les effets des précipitations orographiques.

Fig. 57



Stations	Médiane	Décennale sèche (Dh)	Décennale humide (Ds)	Coefficient d'irrégularité (K3)	Dh/Médiane
Ouégoa	1309	896	2156	2,45	1,64
Hienghène	2137	1510	3096	2,02	1,42
Houïalou	1835	1250	2706	2,18	1,48
Gomen	1046	702	1601	2,30	1,52
Koné	1036	760	1661	2,20	1,59
Kouaoa	1791	1027	2884	2,37	1,50
Koumac	947	637	1446	2,30	1,54
Koa	1560	815	2771	2,59	1,61
La Foa	1104	766	1641	2,14	1,46
Pierra	1342	816	2081	2,34	1,53
Canala	1627	1071	2589	2,39	1,55
Népoui	1145	559	1157	3,14	1,77
Boghen	1248	848	1901	2,20	1,50
Ponérihouen	2562	1829	3592	1,98	1,41
Ouiné	3029	2100	3924	1,69	1,27
Pouembout	941	643	1418	2,13	1,52
Poya	1082	708	1661	2,37	1,54
Thio	1575	1039	2506	2,41	1,58
Bopope	1766	1208	2694	2,19	1,52
Tiwaka	2904	1928	4264	2,17	1,44
Yaté	3938	2231	3984	1,78	1,34
Voh	933	670	1516	2,15	1,56
Ouénarou	3111	1683	3118	1,77	1,34
Nouméa	1349	731	1374	1,86	1,37
Pointe Maa	838	600	1220	1,99	1,41
Païta	1108	792	1613	1,98	1,41
Port Laguère	1136	812	1857	1,97	1,41
Plum	1401	1078	1921	1,79	1,37
Tontouta	906	643	1384	2,10	1,46
Magenta	990	704	1409	1,91	1,39
Boulouparis	853	563	1354	2,40	1,58
Nessadiou	1038	695	1546	2,04	1,43
Ouaco	737	525	1109	2,10	1,49
Poum	1180	848	1841	2,19	1,56
Galarino	3788	2603	5281	1,89	1,32
Pouébo	1822	1066	2893	2,46	1,48
Touho	2455	1655	3660	2,23	1,50
Poindimié	2551	1733	3564	1,88	1,33

Tab. 17 : IRREGULARITE INTERANNUELLE DES PRECIPITATIONS

L'indice d'humidité défini par le rapport de la valeur de la décennale humide et de la médiane confirme cette opposition entre l'extrême Sud et le reste du Territoire (fig. 57). Il ressort également de ces observations que la côte Est présente un régime légèrement plus régulier que la côte Ouest. Plus de 54 % des stations à l'Ouest et moins de 38 % sur la façade Est ont un indice d'humidité supérieur à 1.5.

L'importance de la saison chaude et humide sur la variabilité interannuelle des précipitations est révélée par l'analyse statistique des totaux semestriels. Deux semestres sont ainsi définis, le premier semestre qui s'étend de Novembre à Avril, et le deuxième semestre comprenant les mois de Mai à Octobre. Le tableau (18), qui consigne les résultats de l'analyse, révèle que les écarts types pour les différentes stations analysées sont plus importants au cours de la saison chaude (Sem1) qu'en saison fraîche (Sem2).

Station de référence	Moyenne	Moyenne Sem1	Moyenne Sem2	Ecart type	Ecart type Sem1	Ecart type Sem2
Sources 11 (71-93)	3259.8	2229.4	1030.4	968.8	852.4	393.1
Thio (51-92)	1764.8	1160.8	604.0	708.7	540.1	317.2
Boulouparis (56-86)	921.0	565.0	356.0	327.1	236.9	159.4
Pouembout (62-92)	1023.6	730.8	292.8	378.0	322.3	102.4

Sem1 : Novembre à Avril
Sem2 : Mai à Octobre

Tab. 18 : VARIABILITE INTERANNUELLE DES PRECIPITATIONS EN NOUVELLE-CALEDONIE

L'irrégularité interannuelle des précipitations en Nouvelle-Calédonie, qui se remarque par des extrêmes allant du simple au quintuple, apparaît donc la plus faible sur le Sud de l'île. Vient ensuite la côte Est puis la côte Ouest qui enregistrent de forts coefficients K3 et de forts indices d'humidité. La saison chaude qui présente la plus grande variabilité interannuelle (écart type du semestre correspondant à la saison humide supérieur à l'écart type du deuxième semestre) influence grandement la variabilité interannuelle des hauteurs d'eau. L'irrégularité interannuelle des précipitations semble donc étroitement liée au passage des dépressions tropicales dans la mesure où elles définissent une grande partie des totaux pluviométriques annuels.

Station de référence	Moyenne	Moyenne Sem1	Moyenne Sem2	Ecart type	Ecart type Sem1	Ecart type Sem2
Honiara (1950-92)	2070.6	1286.4	784.2	435.5	359.3	230.0

Sem1 : Janvier à Juin
Sem2 : Juillet à Décembre

Tab. 19 : VARIABILITE INTERANNUELLE DES PRECIPITATIONS A HONIARA (1950-1992)

L'irrégularité interannuelle du poste pluviométrique d'Honiara est une des particularités de son climat, semblable à celle observée en Nouvelle-Calédonie. Elle se traduit par un écart type assez élevé (435.5), lié plus à l'irrégularité interannuelle de la saison pluvieuse (Sem1 = 359.3) que l'irrégularité de la saison fraîche (Sem 2 = 230.0).

Irrégularité mensuelle

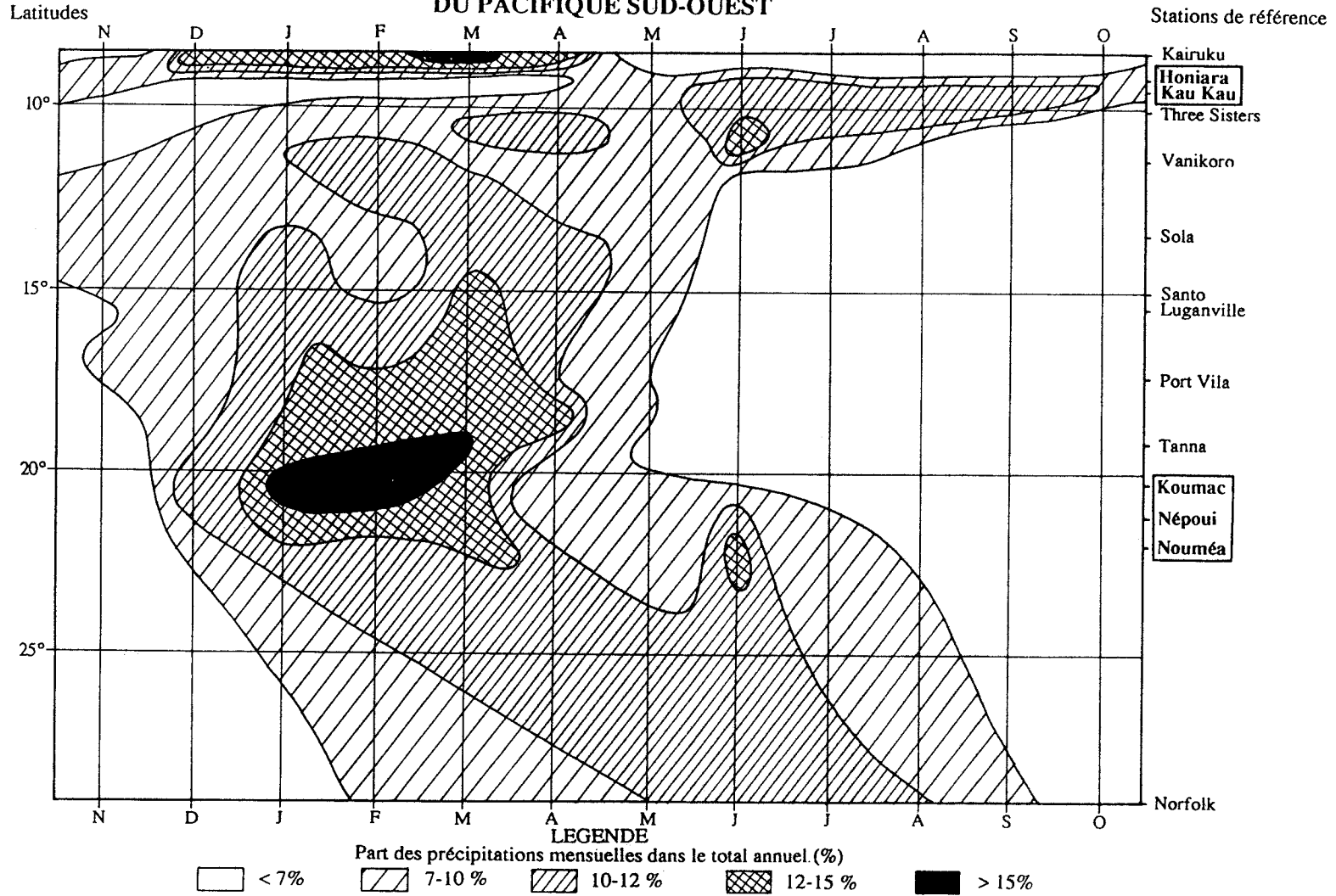
Entre 155° et 172° de longitude Est, et entre 5° et 29° de latitude Sud se trouvent Norfolk, la Nouvelle-Calédonie, le Vanuatu et les îles Salomon. Quelques stations échelonnées du Nord au Sud et représentatives du régime pluviométrique de ces Etats ou Territoires ont été sélectionnées. En chacun de ces postes, la pluviométrie moyenne mensuelle, exprimée en pourcents de la hauteur de la lame d'eau annuelle, a été calculée. Les valeurs des coefficients pluviométriques mensuels, reportées sur un graphique (fig. 58) portant en ordonnée les degrés de latitude Sud et en abscisse les douze mois de l'année (de Novembre à Octobre) permet de situer, selon la latitude considérée, les dates des saisons sèches et humides et leur abondance relative. Pour faciliter la lecture, un réseau d'isolignes de 7%, 10%, 12% et 15%, est tracé. Il apparaît, à la lecture de ce graphique, que :

- aux latitudes subtropicales (Norfolk), balayées par les dépressions polaires, la saison des pluies est centrée sur l'hiver austral, de Mai à Août, et la saison sèche en été avec un minimum au mois de Novembre,

- la saison humide se déplace progressivement en été, au fur et à mesure que l'on se décale vers les basses latitudes. Le Sud de la Nouvelle-Calédonie, entre 21° et 22° de latitude Sud présente toutefois une particularité en la présence d'un petit maximum de Juin lié au passage de quelques dépressions polaires, alors que l'essentiel de la saison humide s'étale de Janvier à Avril. Le Nord du Territoire est plus caractéristique d'un régime tropical sec à deux saisons bien distinctes, la saison humide qui s'étale de Décembre à Mars et la saison sèche de Mai à Octobre. Le maximum des pluies est centré sur les mois de Janvier et Février, le minimum de la saison sèche en Octobre. Deux petites périodes de transition se dégagent, l'une de la mi-avril à la mi-mai durant laquelle la fréquence des dépressions tropicales, la pluviosité et les températures diminuent et l'autre de la mi-October à la mi-Décembre au cours de laquelle les températures et les précipitations augmentent. Cette situation est à peu près identique jusque vers 12° de latitude Sud.

- la saison humide, entre 12°S et 9°30'S (moitié Sud de l'archipel des Salomon) se décale à nouveau en hiver, le maximum des précipitations se situant au mois de Juin, et le minimum des précipitations en Décembre. Le contraste entre les deux saisons est très net. L'importance des précipitations d'hiver sur le total annuel est liée au flux d'alizés de SE chargé d'humidité, très actif. En deçà de 9°S, le régime s'inverse très rapidement opposant une saison très humide de Novembre en Avril et une saison plus sèche très marquée de Mai à Octobre. L'influence de la mousson de Nord-Est se fait déjà sentir et se conjugue aux précipitations liées à l'activité de la Z.I.T.C. L'île de Guadalcanal est située en position charnière entre ces deux types de régime. La station d'Honiara, la plus

**Fig. 58 : REPARTITION SAISONNIÈRE DES PRECIPITATIONS
SOUS LES LATITUDES INTERTROPICALES
DU PACIFIQUE SUD-OUEST**



proche de notre zone d'étude correspondant au second cas (fortes précipitations d'été) et la station de Kau Kau (ou Kaoka), située sur la façade Sud-Est de l'île, à un régime caractérisé par une saison très humide d'hiver et une saison plus sèche d'été.

La Nouvelle-Calédonie, de forme étroite et allongée, développée entre 20° et 23°S est donc soumise à une saison des pluies au cours des mois de Décembre et surtout Janvier, Février et Mars, à laquelle s'ajoute dans la partie Sud du Territoire un deuxième maximum pluviométrique de Juin. La saison sèche s'étend le reste de l'année mais la transition entre les deux saisons n'est pas aussi tranchée qu'aux latitudes où se situe l'île de Guadalcanal.

L'île de Guadalcanal, et plus particulièrement le bassin de la Lungga, situé au Nord de l'île, se caractérise par un régime à deux saisons très tranchées, une saison humide qui comprend les mois de Décembre à Avril et une saison sèche de Mai à Novembre.

Cette description succincte des régimes pluviométriques de Nouvelle-Calédonie et de la face Nord de Guadalcanal qui ne représente que des hauteurs moyennes mensuelles des précipitations, cache en réalité une grande irrégularité mensuelle des pluies.

L'observation des valeurs extrêmes des hauteurs de précipitations mensuelles pour quelques stations du Territoire montre que de très faibles comme de très fortes précipitations sont à craindre à n'importe quelle saison (tab. 20). Les valeurs oscillent par exemple entre 3.7 et 577.1 mm à Koumac en Janvier (période d'observation 1952-1984). Si les précipitations exceptionnellement élevées ont des chances de survenir au cours de la saison des pluies, il arrive parfois que l'on enregistre des pluies diluviennes en hiver, et ce notamment dans le Sud du Territoire (452.4 mm en Octobre à Plum). Peut-on alors parler de "saison sèche" et de "saison humide" en Nouvelle-Calédonie?

STATION	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O
Koumac	0.6 170.1	8.1 489.1	3.9 577.7	18.9 472.7	11.3 312.2	1.4 180.4	9.0 485.2	6.3 145.6	0.5 161.3	0.0 193.6	0.2 236.9	0.0 176.7
Pouembout	9.3 165.4	1.6 420.4	25.4 437.1	9.5 307.6	21.6 341.0	1.9 264.3	3.4 137.4	11.2 155.4	1.1 168.9	3.2 86.4	6.0 164.7	7.0 177.2
Thio	4.7 303.1	21.6 434.8	4.7 792.5	31.8 498.3	5.7 726.8	4.9 560.2	6.6 666.0	11.6 471.9	2.5 362.7	0.0 284.4	0.0 391.6	0.0 538.1
Boulouparis	0.0 157.2	0.0 403.7	2.3 330.4	17.5 302.8	0.0 371.0	0.0 247.6	1.3 305.8	6.9 294.4	1.4 196.0	0.0 231.6	0.0 144.7	0.0 242.7
Tontouta	0.2 179.1	3.1 310.0	14.1 380.1	15.2 315.8	1.6 339.3	3.2 190.6	4.1 258.3	21.3 283.2	7.8 143.8	12.1 251.0	2.8 205.2	0.0 213.3
Plum	16.5 271.1	1.0 363.6	10.3 382.0	30.4 386.9	25.5 443.0	47.4 401.2	37.7 516.8	34.3 478.6	23.0 269.4	16.1 261.3	6.0 248.2	0.0 452.4

Tab. 20 : VALEURS EXTREMES MENSUELLES EN NOUVELLE-CALEDONIE (1952-1984)

Malgré cette extrême irrégularité mensuelle, les mois les plus pluvieux sont ceux de la saison chaude. Les plus forts maxima de basse altitude sont observés sur la côte Est (792.5 mm en Janvier à Thio), au cours du mois de Janvier en général. La saison des pluies commence en Nouvelle-Calédonie à la mi-Décembre et se prolonge jusqu'en Mars. Les hauteurs de précipitations diminuent à partir d'Avril, perturbées parfois par un petit maximum humide en Juin, assez net dans le Sud de la Grande Terre mais s'estompant lorsqu'on se décale vers le Nord. Elles atteignent un minimum moyen centré sur Septembre ou Octobre.

La répartition mensuelle des précipitations présente toutefois des différences régionales. Ainsi, on constate que la part des précipitations du premier trimestre augmente du Sud au Nord sur la côte Ouest. Entre Janvier et Mars, le total précipité représente : 37 % du total moyen annuel à Plum, 39 % à Tontouta et Boulouparis, 47 % à Pouembout (tab. 21).

Parallèlement, la part des précipitations du second maximum de Juin diminue du Sud au Nord, représentant environ 10 % du total annuel dans le Sud et seulement 7 % dans le Nord. Il apparaît aussi que les précipitations débutent plus tôt dans le Nord du Territoire que dans le Sud. La part des précipitations de Décembre dans le total annuel est évaluée à 11 % à Koumac et à 7% à Plum.

STATION	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	Total
Koumac	50	101	139	162	125	65	72	62	54	42	42	33	947
	5	11	15	17	13	7	8	7	6	4	4	3	100
Pouembout	60	79	154	151	145	80	49	68	51	35	30	40	942
	6	9	16	16	15	9	5	7	6	4	3	4	100
Thio	86	124	238	196	216	139	118	141	94	76	73	74	1575
	5	8	15	12	12	9	8	9	6	5	5	5	100
Boulouparis	43	75	116	110	103	67	55	92	68	49	32	43	853
	5	9	14	13	12	8	6	10	8	6	4	5	100
Tontouta	38	77	109	125	117	67	70	95	66	55	39	48	906
	4	9	12	14	13	7	8	10	8	6	4	5	100
Plum	76	99	150	173	188	157	116	135	86	84	62	75	1401
	6	7	11	13	13	11	8	10	6	6	4	5	100

**Tab. 21 : PLUVIOMETRIE MOYENNE MENSUELLE ET ANNUELLE
ET COEFFICIENTS PLUVIOMETRIQUES MENSUELS
NOUVELLE-CALEDONIE
(1952-1984)**

La partie Nord de l'île de Guadalcanal présente une répartition des précipitations analogue à la Nouvelle-Calédonie, avec toutefois une différence plus marquée entre la saison des pluies et la saison sèche et des totaux pluviométriques annuels et mensuels plus importants qu'en Nouvelle-Calédonie. Des stations littorales du Nord de Guadalcanal, comme Honiara ou Lungga, enregistrent en moyenne respectivement 2112

et 1907 mm de pluies. Ces postes pluviométriques correspondent aux zones les plus sèches de l'île. A titre de comparaison, les stations de la côte Ouest de la Grande Terre enregistrent en secteur sec, généralement près de 1000 mm par an à l'exception du Sud plus arrosé (1401 mm en moyenne à Plum). Ces différences se répercutent dans les totaux pluviométriques moyens mensuels. Une différence fondamentale, déjà signalée, tient dans la divergence de régime pluviométrique entre les stations situées au Nord et Nord-Est de l'île (Honiara et Lungga) et celles représentant le Sud et le Sud-Est de Guadalcanal. Une inversion des saisons (saison à maximum pluviométrique en été au Nord et saison à maximum pluviométrique en hiver au Sud) traduit les modifications et l'influence des flux se dirigeant vers Guadalcanal au cours d'une année : influence de la mousson en été sur la partie Nord de l'île et répercussions des alizés sur le secteur Sud en hiver. A altitude égale, les stations Honiara et Kau Kau présentent des totaux pluviométriques mensuels sensiblement égaux en été alors qu'ils varient de 1 à 6 en hiver. C'est donc le régime d'alizés qui différencie les régimes du Nord et du Sud de l'île, un Sud très arrosé en été et encore plus en hiver et un Nord pluvieux en été et sec en hiver en raison d'une barrière montagneuse haute de plus de 2000 m qui fait écran aux alizés de Sud-Est. Le Nord de Guadalcanal où se situe le bassin de la Lungga, enregistre tout comme la Grande Terre d'importantes variations du total pluviométrique mensuel d'une année à l'autre, et ce pour tous les mois de l'année.

STATION	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	Total
Honiara (1950-1992)	158 7.6	205 9.9	273 13.2	291 14.0	316 15.3	189 9.1	133 6.4	84 4.1	99 4.8	96 4.6	101 4.9	127 6.1	2072 100
Lungga (1908-1941)	141 7.4	172 9.0	313 16.4	267 14.0	298 15.6	186 9.8	98 5.2	81 4.2	69 3.6	82 4.3	98 5.2	102 5.3	1907 100
Kau Kau (1909-1937)	332 7.5	228 5.1	289 6.5	264 5.9	278 6.3	276 6.2	381 8.6	520 11.7	484 10.9	456 10.3	490 11.0	442 10.0	4440 100

**Tab. 22 : PLUVIOMETRIE MOYENNE MENSUELLE ET ANNUELLE
ET COEFFICIENTS PLUVIOMETRIQUES MENSUELS
ILES SALOMON**

STATION	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O
Honiara (1950-92)	35.0 453.4	16.4 588.0	33.0 971.0	71.4 575.0	54.0 645.0	23.8 357.0	24.0 480.0	0.0 344.0	16.0 311.0	7.0 270.8	11.0 274.0	9.0 383.0

**Tab. 23 : VALEURS EXTREMES MENSUELLES
(1952-1984)**

Le climat tropical océanique des deux ensembles géographiques qui nous intéressent se caractérisent donc par une extrême variabilité tant mensuelle qu'interannuelle des précipitations. La répartition spatiale des précipitations suit par contre une certaine constante qui traduit l'influence de données géographiques

permanentes comme l'altitude et l'orientation, sur la distribution des précipitations dans l'espace.

Répartition spatiale des précipitations annuelles

L'influence de l'altitude et l'orientation des îles par rapport aux vents dominants se manifestent par une dissymétrie dans la répartition spatiale des précipitations, tant en Nouvelle-Calédonie (fig. 59) que sur l'île de Guadalcanal (fig. 62). Les vents dominants que sont les alizés soufflent du Sud-Est à l'Est en Nouvelle-Calédonie et prennent une orientation nettement Sud-Est au niveau de Guadalcanal. La côte Est de la Nouvelle-Calédonie et la côte Sud à Sud-Est de Guadalcanal qui sont "au vent" enregistrent une pluviométrie annuelle moyenne qui est environ le double de celles des côtes qui sont "sous le vent" (Ouest pour la Grande Terre et Nord pour Guadalcanal).

Le littoral Est de la Grande Terre recueille ainsi en moyenne entre 2000 et 3000 mm d'eau chaque année et la côte Ouest entre 800 et localement plus de 1000 mm par an. Les valeurs sur les sommets peuvent atteindre plus de 8000 mm (Massif du Humboldt et Mont Panié). Les écarts sont ainsi très importants de part et d'autre du Mont Panié (DANLOUX J., 1983), avec 3300 mm à Tao sur la côte Est, près de 10000 mm sur le Mont Panié à 1628 m d'altitude, et seulement 750 mm à Ouaco sur la côte Ouest. La côte Nord de Guadalcanal enregistre entre 1500 et 2500 mm, et le littoral Sud et Sud-Est entre 4000 et près de 6000 mm par an en moyenne.

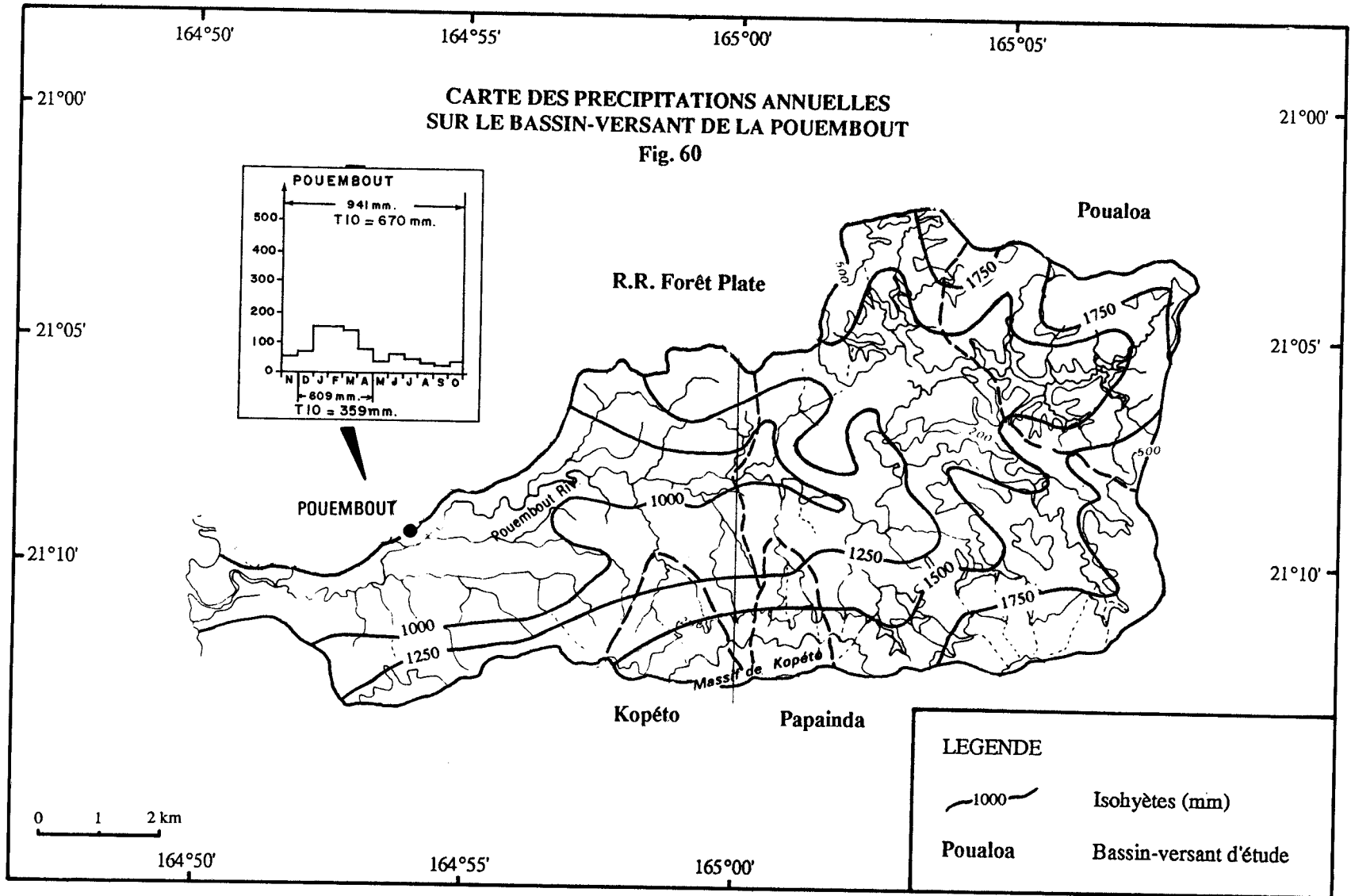
Les isohyètes annuelles suivent grossièrement la forme allongée de ces deux îles. Elles apparaissent resserrées sur le versant oriental de la chaîne, et plus espacées sur le versant occidental de la Grande Terre (Fig. : carte dressée par J. DANLOUX, 1987, et reproduite ici au 1/1550 000ème). Trois noyaux de forte pluviosité s'individualisent du Nord au Sud : le secteur du Mont Panié au Nord-Est qui enregistre un maximum annuel moyen de précipitations supérieur à 5000 mm, le centre Est (région de Tiwaka) puis le Sud-Est (maximum sur le massif du Humboldt). Les minima de pluviosité s'observent le long du littoral de la côte Ouest. La disposition des isohyètes qui est par ailleurs constante d'une année sur l'autre, s'explique par les caractéristiques topographiques et la disposition de l'île par rapport aux alizés.

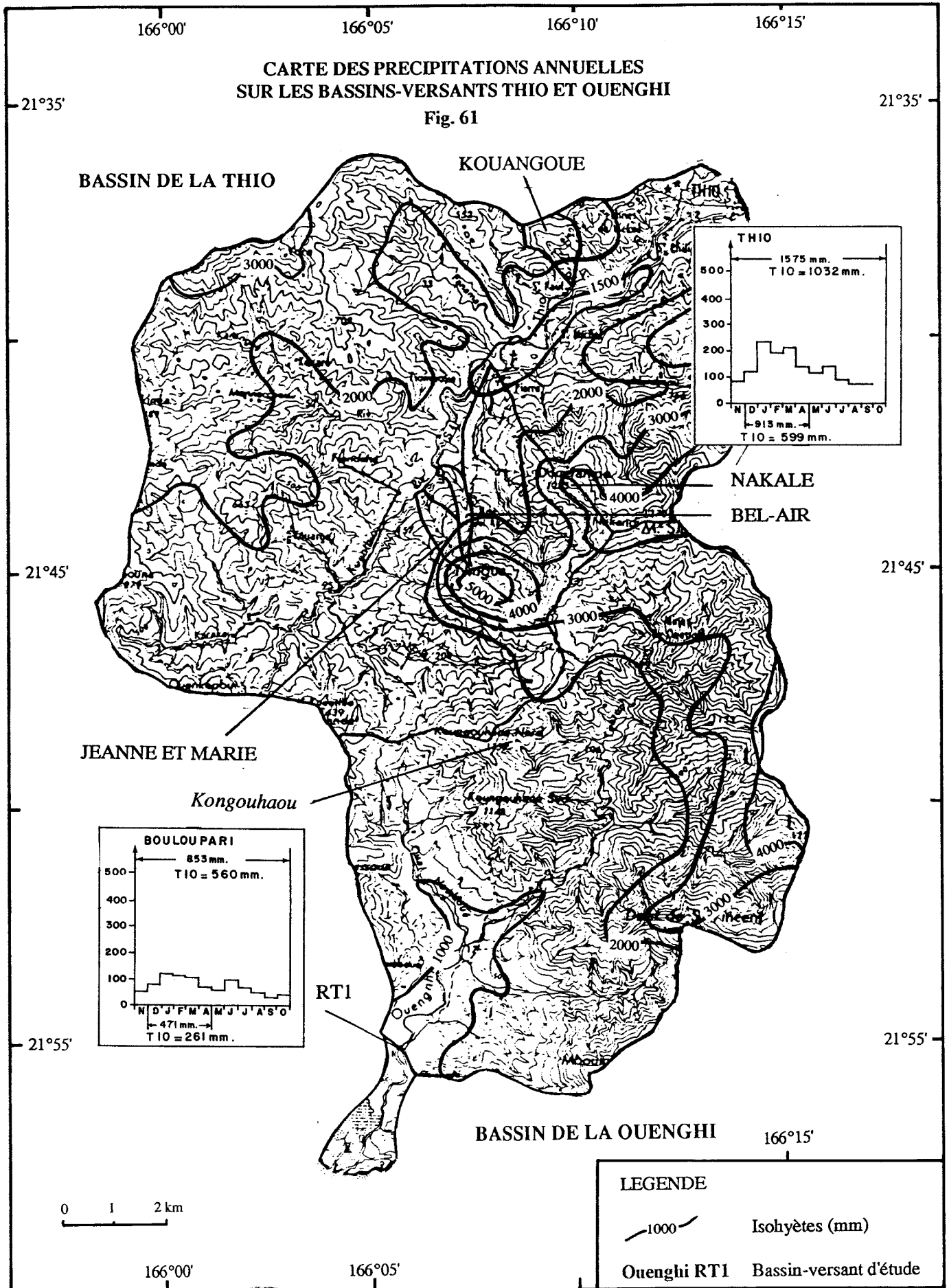
Les bassins-versants Pouembout, Ouenghi et Thio, ont fait l'objet d'une étude pluviométrique plus détaillée en raison de l'analyse des transports solides qui y a été menée pour les deux premiers et du fait de l'importance des instabilités de terrain sur le troisième (fig. 60 et 61).

Le bassin de la Ouenghi présente une couverture pluviométrique insuffisante du fait notamment des problèmes d'accès dans sa partie orientale. Les isohyètes interannuelles, tracées à partir des résultats de quelques postes (Camp des Sapins, Kongouhaou, Ouenghi Paillottes) et d'estimations sur sa limite Est, déduites des observations récentes d'un réseau de totalisateurs situé sur le massif du Humboldt, donnent une lame d'eau tombée d'environ 1550 mm par an.

CARTE DES PRECIPITATIONS ANNUELLES SUR LE BASSIN-VERSANT DE LA POUEMBOUT

Fig. 60





BU
LILLE

Sur le bassin de la Pouembout par contre, contrôlé depuis beaucoup moins longtemps mais plus accessible que la Ouenghi, un réseau assez dense de pluviomètres a été suivi quelques années. Les relevés d'une dizaine de postes bien répartis sur le bassin, ainsi que les données de plus longue durée du poste de Pouembout Météo (1962-1992), permettent le tracé des isohyètes annuelles et l'évaluation correcte des lames d'eau tombées correspondantes :

Pouembout radier route de Forêt Plate :	1520 mm.an ⁻¹
Poualoa Cote 117 :	1580 mm.an ⁻¹
Papainda Cote 55 :	1500 mm.an ⁻¹

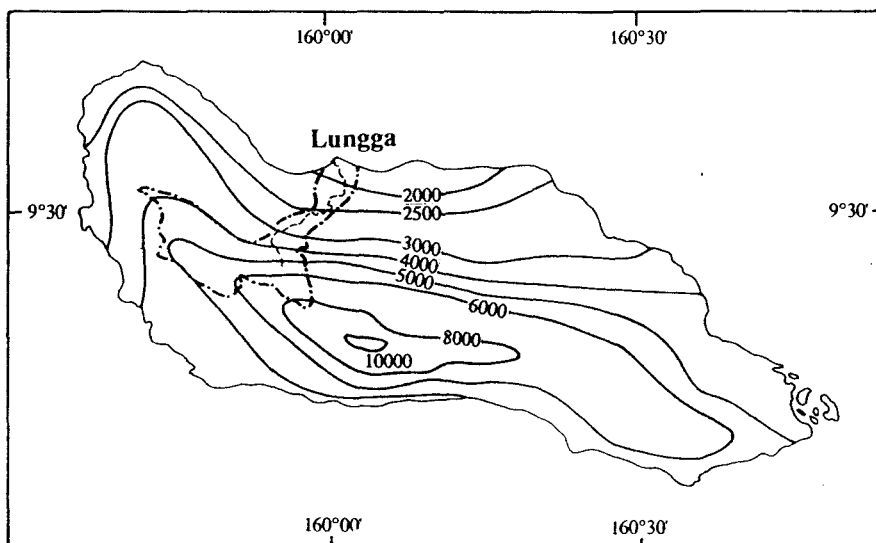
La répartition des précipitations sur les bassins étudiés concordent bien avec les caractéristiques générales de la pluviométrie du secteur Ouest, à savoir :

- une augmentation générale avec l'altitude pour une zone considérée,
- et une décroissance rapide et pour une même altitude, de la chaîne centrale à la côte Ouest.

Le bassin de la Thio, situé sur le versant Est présente une lame d'eau précipitée de 1900 mm, supérieure aux deux bassins précédents. Le maximum (5000 mm par an en moyenne) est enregistré en rive droite sur les hauteurs du Mont Ningua, en amont des cours d'eau torrentiels Jeanne et Marie, Vincent et Bel-Air. Le maximum s'élève à plus de 3000 mm en rive gauche. L'axe d'écoulement de la Thio correspond à un minimum de pluviosité, les valeurs les plus faibles étant enregistrées dans la partie amont du bassin-versant (Kuenthio) en deçà de 1250 mm, alors que sur le littoral, elles sont évaluées entre 1500 et 1750 mm. Le littoral, surmonté directement de hautes montagnes qui s'élèvent à plus de 1000 m, profite des pluies orographiques, alors que la Kuenthio se présente en position d'abri, à l'intérieur de la chaîne, derrière les hauts sommets du Ningua et du Kongouhaou.

On retrouve un schéma identique à Guadalcanal concernant l'influence du relief et l'orientation de l'île dans la répartition des isohyètes : opposition Nord-Sud caractérisée par un minimum au Nord, inférieur à 2000 mm par an et de fortes précipitations sur le littoral Sud comprises entre 4000 et 6000 mm; influence du relief matérialisée par un maximum de pluviosité sur les sommets de la chaîne centrale avec plus de 10000 mm par an sur le Mt Popomanaseu.

Le bassin-versant de la Lungga enregistre des précipitations moyennes annuelles comprises entre 1907 mm sur le littoral et plus de 8000 mm sur les sommets de rive droite.



(D'après CURRY B. in TRUSTRUM N.A., 1989)

**Fig. 62 : HAUTEURS PLUVIOMETRIQUES MOYENNES ANNUELLES
GUADALCANAL (ILES SALOMON)**

I.2.1.2 ORIGINE, FREQUENCE ET REPARTITION DES FORTES PRECIPITATIONS ET DES PLUIES MAXIMALES

La particularité climatique tient dans le caractère agressif des précipitations que reflètent les intensités et les quantités enregistrées. L'analyse des fortes précipitations apparaît ici nécessaire pour la compréhension des processus morphogéniques observés tant sur les versants qu'en rivière, ou sur le littoral.

. Les types de temps générateurs de fortes précipitations

Les types de temps perturbés auxquels sont associés de fortes précipitations en Nouvelle-Calédonie et aux îles Salomon sont au nombre de trois : Les perturbations tropicales (dépressions tropicales modérées à cyclones), les orages liés à l'activité de la zone de convergence intertropicale et les types de temps orageux liés au régime d'alizé. A cela s'ajoutent des dépressions ou des fronts polaires touchant plus particulièrement le Sud de la Grande Terre en hiver austral, et la mousson pouvant atteindre Guadalcanal au cours de l'été.

Dépressions et cyclones tropicaux

La distinction des cyclones et des dépressions tropicales se fait d'après la vitesse moyenne des vents près du centre de la perturbation, évaluations observées ou estimées. Le tableau ci-dessous consigne ces limites :

Fig. 63 : NOMBRE DE DEPRESSIONS TROPICALES ET DE CYCLONES AYANT TRAVERSE CHAQUE CARRE DE 2° DE 1947 A 1989

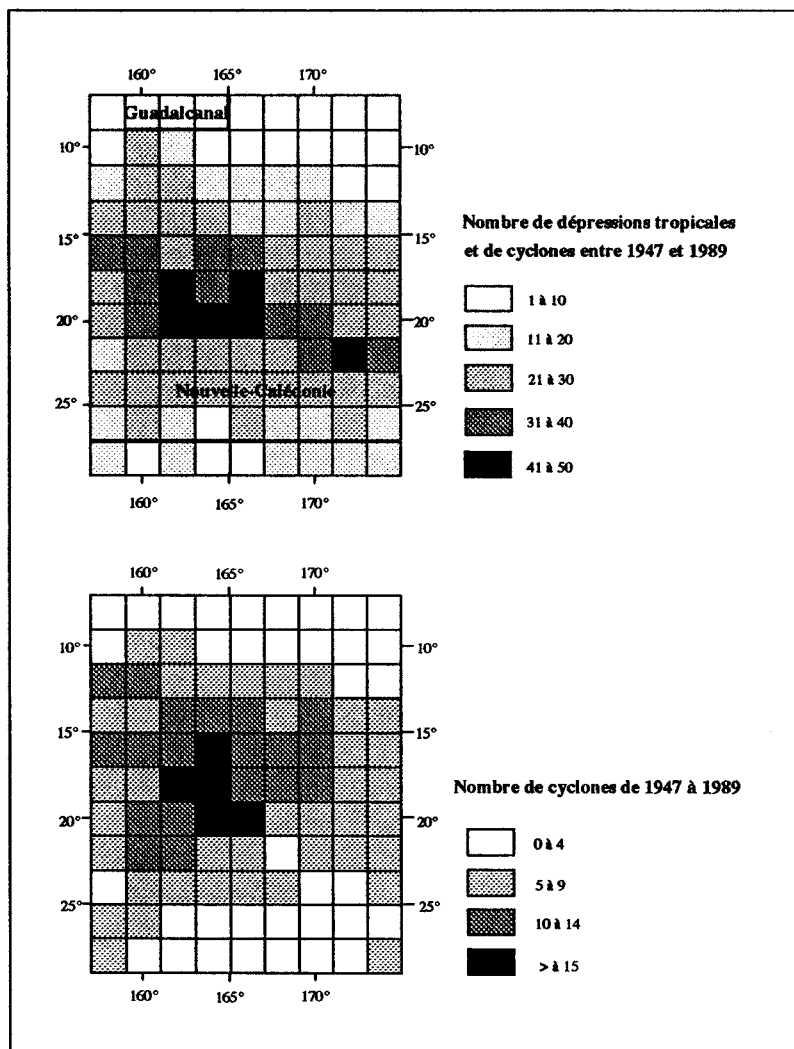
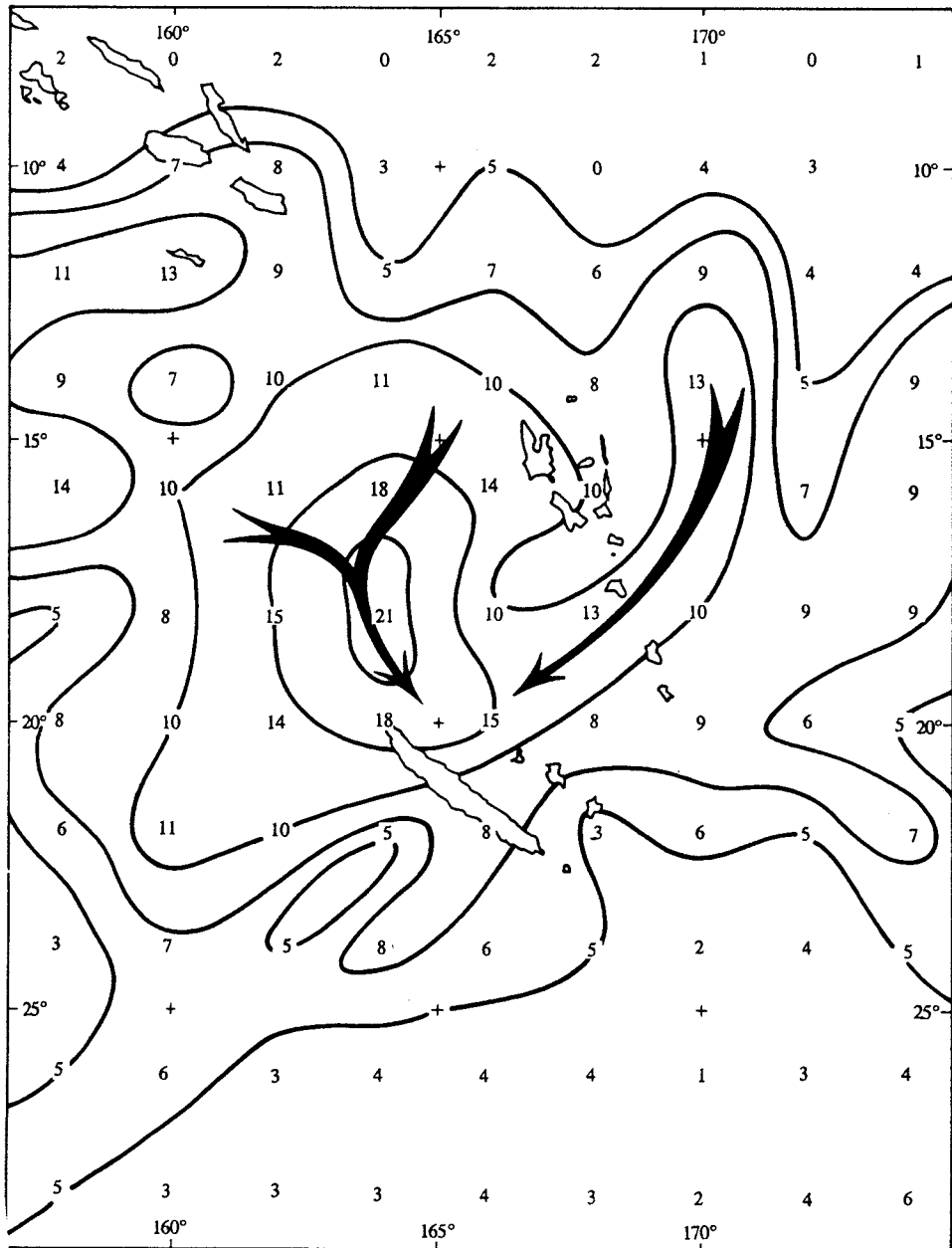


Fig. 64

LES CYCLONES TROPICAUX DANS LE SUD-OUEST PACIFIQUE
ET LEURS TRAJECTOIRES PREFERENTIELLES
(1947-1989)



	Dépression tropicale			Cyclone tropical
	faible	modérée	forte	
Vent moyen	13 à 17 m.s ⁻¹ 25 à 33 noeuds 46 à 61 km.h ⁻¹	18 à 24 m.s ⁻¹ 34 à 47 noeuds 62 à 87 km.h ⁻¹	25 à 32 m.s ⁻¹ 48 à 63 noeuds 88 à 116 km.h ⁻¹	> 32 m.s ⁻¹ > 63 noeuds > 116 km.h ⁻¹

Ces types de temps perturbés donnent les plus fortes valeurs de précipitations sur les deux archipels. Mais il peut toutefois arriver qu'un cyclone engendre peu de précipitations au cours de son passage.

. Zone de cyclogénèse et trajectoires : Trois zones de formation des phénomènes dépressionnaires tropicaux apparaissent entre le cinquième et le quinzième parallèles Sud aux environs de la zones intertropicale de convergence (La Météorologie - Anonyme, 1979; MULLAN A., 1991) :

- le Nord-Ouest de la mer de Corail au sud de la Papouasie Nouvelle-Guinée,
- au Nord et plus généralement au Sud des Iles Salomon,
- et au Nord de Fidji, notamment entre le Sud des Ellice et Rotuma.

Cet ensemble constitue la zone de cyclogénèse la plus importante du globe avec le développement de près de 20% des cyclones annuels. Le développement de ces systèmes nécessitent :

- un renforcement de la zone de convergence, due en particulier à une température de l'eau assez élevée (supérieure à 26°C) qui constitue une source de chaleur latente. Elle produira de l'énergie au cours de la condensation de la vapeur d'eau,
- la force de Coriolis qui permet la formation d'un tourbillon,
- l'existence de flux de basses altitudes qui convergent et entrent en conflit (alizés de SE et courant de NO)
- l'existence d'une divergence supérieure au niveau de la troposphère qui évacue en partie l'air ascendant provenant des basses couches.

Les cyclones évoluent lentement dans un premier temps (vitesse de déplacement de l'ordre de 8 noeuds), avant d'accuser des vitesses croissantes dépassant fréquemment 30 noeuds aux latitudes de la Nouvelle-Calédonie. Ils entraînent alors, dans un rayon qui peut dépasser 500 kilomètres, de grandes perturbations atmosphériques constituées de cumulus associés à des altostratus. La masse centrale s'organise autour du centre dépressionnaire (oeil). Cet "anneau de pluie" tourbillonnaire est très actif, notamment en son "demi cercle dangereux" qui se situe à gauche de la trajectoire des cyclones de l'hémisphère Sud. Le hyétogramme type d'un épisode pluvieux d'origine cyclonique s'étale sur une assez longue durée (48 h ou plus), présentant des intensités momentanément élevée et une succession d'averses irrégulières.

Bande de latitude	Cyclones	Dépansions fortes	Dépansions modérées	Total
7° - 9°	10	7	8	25
9° - 11°	38	16	12	66
11° - 13°	68	41	40	149
13° - 15°	82	56	66	204
15° - 17°	104	56	98	258
17° - 19°	100	79	111	290
19° - 21°	93	103	116	312
21° - 23°	61	87	127	275
23° - 25°	45	88	85	218
25° - 27°	34	63	63	160
27° - 29°	33	36	37	106

Tab. 25 : REPARTITIONS DES CYCLONES ET DES DEPANSIONS TROPICALES EN FONCTION DE LA LATITUDE (1947-1989)

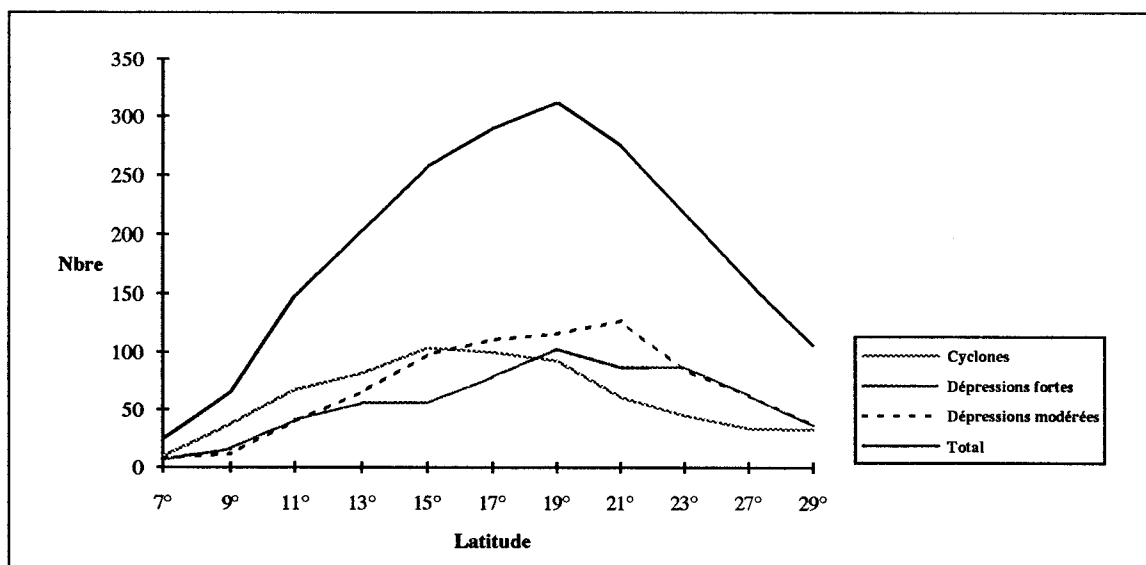


Fig. 65 : REPARTITIONS DES CYCLONES ET DES DEPANSIONS TROPICALES EN FONCTION DE LA LATITUDE (1947-1989)



Ces dépressions et cyclones qui évoluent sur l'ensemble du Sud-Ouest Pacifique, suivent cependant des trajectoires assez privilégiées comme en attestent les cartes établies d'après les données fournies par le Centre Météorologique de Nouméa. La carte (64) traduit sous forme d'isoligne le nombre de cyclones tropicaux ayant traversés chaque carré de 2° de 1947 à 1989, dans une zone allant de 7° à 29° de latitude Sud et de 157° à 175° de longitude Est. Des isolignes de 5, 7.5, 10, 15 et 20 cyclones sont tracées. La trajectoire des dépressions et cyclones tropicaux dans le Sud-Ouest Pacifique, peut suivre une composante générale NO-SE, mais aussi NE-SO, tout en changeant parfois de direction vers 20° de latitude Sud. Leur comblement se réalise en général entre 25° et 30° de latitude Sud.

. Répartition spatiale des dépressions et cyclones tropicaux dans le Sud-Ouest Pacifique : Une deuxième représentation des données a été réalisée, le document reportant le nombre de dépressions tropicales et de cyclones. Les valeurs maximales (nombre supérieur à 15 durant la période 1947-1989) observées en fonction de la latitude, pour les cyclones, se situent entre 15°S et 21°S. Les valeurs maximales (nombre supérieur à 41) en fonction de la latitude se situent pour l'ensemble dépressions tropicales et cyclones entre 17° et 23°.

Le tableau (25) et le graphique (65) reprennent ces éléments et ne font que confirmer une descente plus importante des dépressions tropicales vers les hautes latitudes eu égard aux cyclones qui ne trouvent pas l'énergie nécessaire en une mer souvent trop fraîche à partir de 21°S pour la poursuite de leur trajectoire (le cycle thermodynamique décrit auparavant ne dure en effet que si l'énergie latente d'origine océanique existe).

Les valeurs maximales en fonction de la longitude se situent entre 161°E et 175°E pour l'ensemble cyclones et dépressions, et entre 161°E et 167°E pour les cyclones tropicaux seuls (tab 26). Elles sont liées à la position du centre anticyclonique prédominant.

Bande de longitude	Cyclones	Dépressions fortes	Dépressions modérées	Total
157°-159°	72	59	82	213
159°-161°	82	78	82	242
161°-163°	90	97	68	255
163°-165°	96	81	67	244
165°-167°	85	83	100	268
167°-169°	62	59	82	203
169°-171°	68	69	96	233
171°-173°	50	61	99	210
173°-175°	63	45	100	208

Tab. 26 : REPARTITIONS DES CYCLONES ET DES DEPRESSIONS TROPICALES EN FONCTION DE LA LONGITUDE (1947-1989)

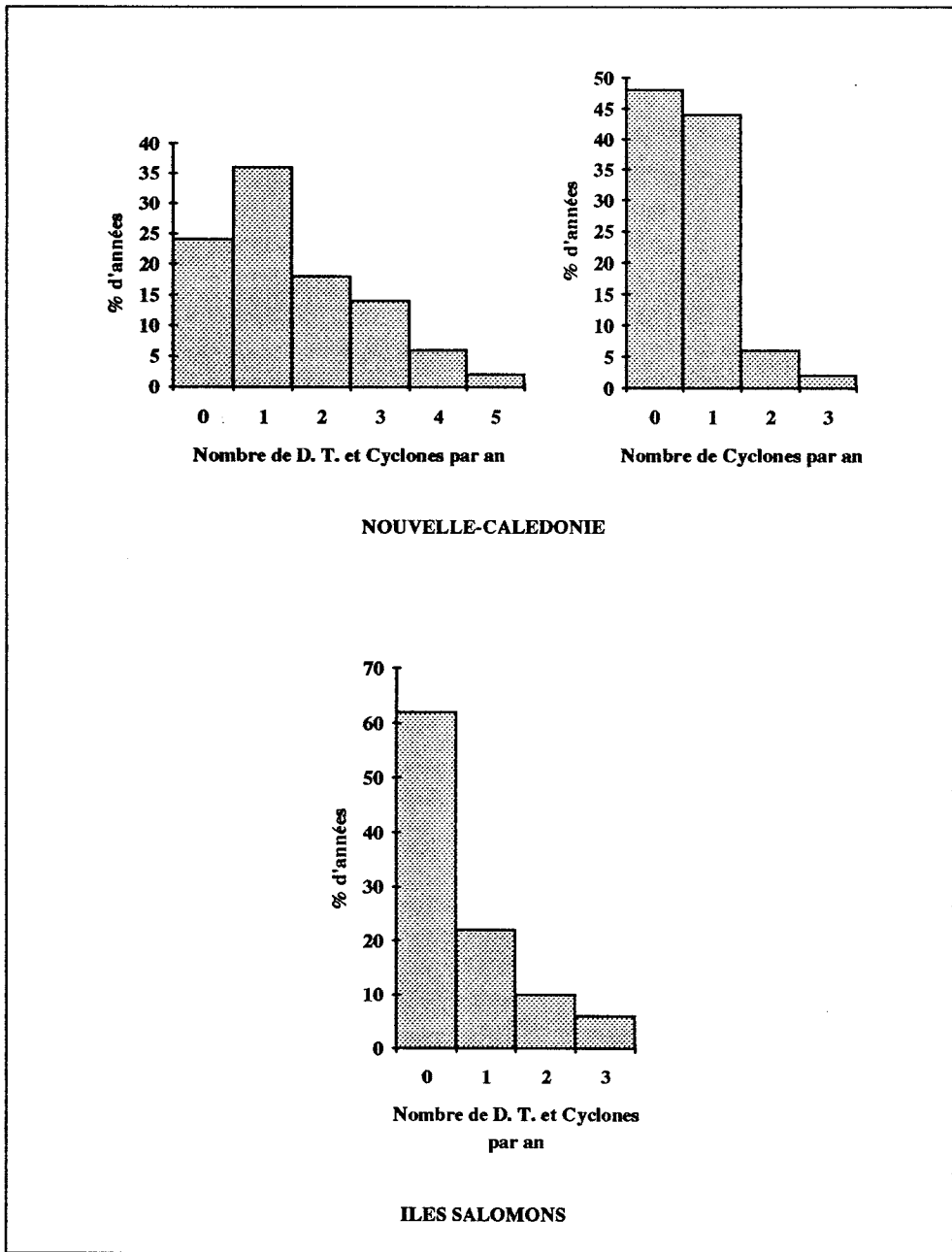


Fig. 66 : REPARTITION DES ANNEES EN FONCTION DU NOMBRE DE DEPRESSIONS TROPICALES ET DE CYCLONES (1939-1989)



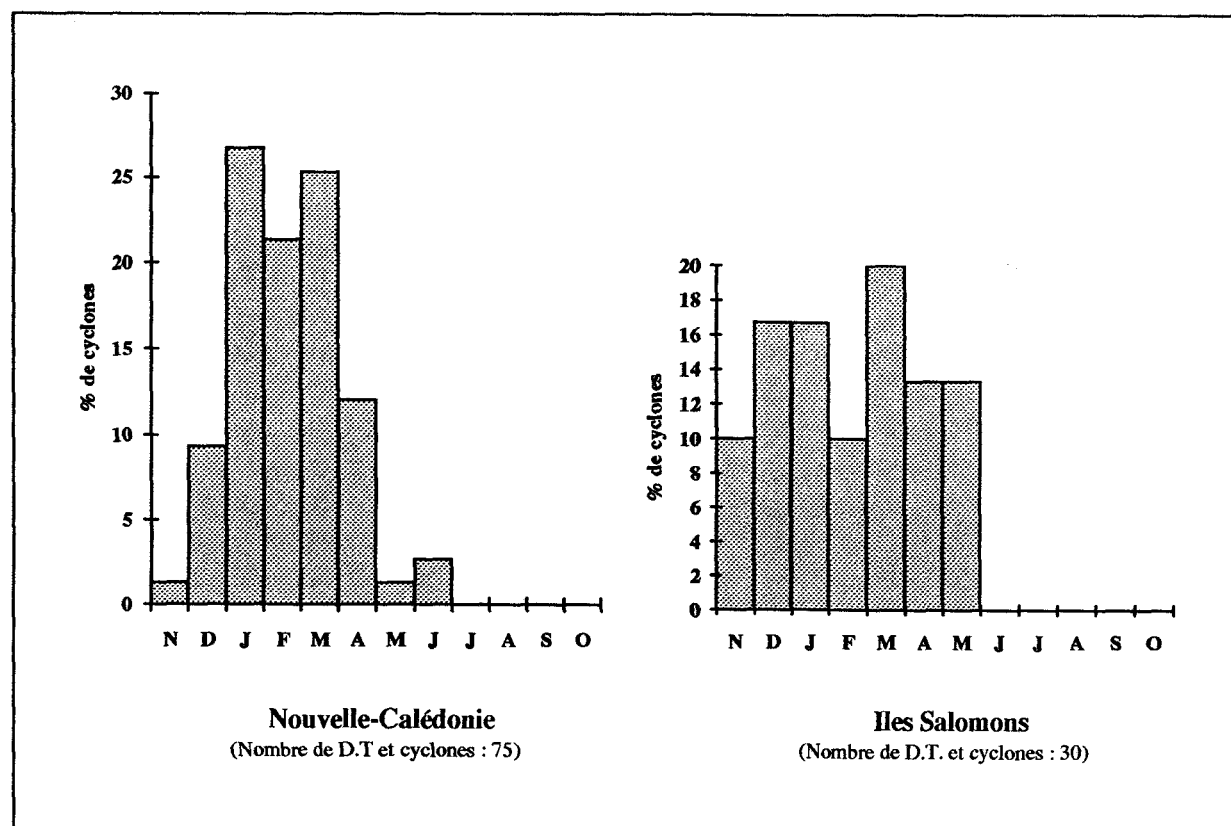
Tab. 27 : REPARTITION MENSUELLE DES DEPRESSIONS TROPICALES ET DES CYCLONES EN NOUVELLE-CALEDONIE DE 1939 A 1989

Mois	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	Total
Nbre	1	8	20	16	19	9	1	2	0	0	0	0	76
%	1.32	10.53	26.31	21.05	25	11.84	1.32	2.63	0	0	0	0	100

Tab. 28 : REPARTITION MENSUELLE DES DEPRESSIONS TROPICALES ET DES CYCLONES AUX ILES SALOMONS DE 1939 A 1989

Mois	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	Total
Nbre	3	5	5	3	6	4	4	0	0	0	0	0	30
%	10	16.7	16.7	10	20	13.3	13.3	0	0	0	0	0	100

Fig. 67 : REPARTITION MENSUELLE DES DEPRESSIONS TROPICALES ET DES CYCLONES EN NOUVELLE-CALEDONIE ET AUX ILES SALOMONS (1939-1989)



. Périodicité et fréquence des dépressions et cyclones tropicaux en Nouvelle-Calédonie et aux Iles Salomon :

Les Iles Salomon qui se situent très souvent sur la zone intertropicale de convergence au cours de la saison cyclonique enregistre beaucoup moins de dépressions tropicales et de cyclones que la Nouvelle-Calédonie (30 contre 76 entre 1939 et 1989) soit trois cyclones et dépressions tropicales tous les deux ans en Nouvelle-Calédonie et un seul pour les Iles Salomon (tab. 27 et tab. 28). Il peut exister :

- d'assez longue période sans cyclone ni dépression tropicale. Celles-ci sont plus fréquentes aux Iles Salomon qu'en Nouvelle-Calédonie (1959-1965, 1982-1986 aux Iles Salomon, Nov 1982 à Oct 1987 en Nouvelle-Calédonie), et représentent plus de 60 % des années aux Iles Salomon (période de référence 1939-1989) et moins de 25 % en Nouvelle-Calédonie (fig. 66).

- des périodes où les cyclones et les dépressions tropicales sont relativement fréquents (1973-1982, 1953-1957 en Nouvelle-Calédonie, 1966-1972 aux Iles Salomon). Le plus fort pourcentage pour la Nouvelle-Calédonie correspond aux années à un cyclone ou à une dépression tropicale (plus de 35 % des années).

- et des années pendant lesquelles plusieurs cyclones et dépressions tropicales ont affectés l'un ou l'autre des Territoires (1947/48, 1958/59, et 1988/89 en Nouvelle-Calédonie, 1972 aux Iles Salomon). Assez rare aux Iles Salomon, le nombre d'année affecté par au moins deux cyclones ou dépressions tropicales correspond à plus de 40 % du total en Nouvelle-Calédonie. Au cours de l'année 1955-56, cinq dépressions tropicales et cyclones ont affectés le Territoire.

La durée de la saison cyclonique est sensiblement la même pour ces deux entités géographiques, de Novembre à Mai pour les Iles Salomon, et de Novembre à Juin pour la Nouvelle-Calédonie (fig. 67), mais alors que la répartition mensuelle est peu fluctuante pour les Iles Salomon (entre 10 et 20% au cours de la saison cyclonique), l'irrégularité est plus nette en Nouvelle-Calédonie (entre 1.32% en Novembre et 26.31 % en Janvier). Le maximum se situe en Janvier (26,31 % de l'ensemble des cyclones et dépressions), talonné par les mois de Février (21.05 %) et Mars (25%).

Précipitations associées aux alizés

Ces précipitations sont en grande partie liées à la présence d'un air tropical instable, fortement chargé en humidité, auquel s'ajoutent les effets du relief qui induit, en plus d'une convection thermodynamique, une ascendance forcée de ces masses d'air. Ce type de temps se caractérise par une assez faible pression et une faible circulation qui favorise l'établissement de vents locaux (brise de mer le jour, brise de terre la nuit). La convergence de ces vents avec notamment le courant général d'alizé engendre des mouvements ascendants très importants au cours de la journée. Il en résulte, en zones basses peu ou pas de précipitations, et sur les étroites plaines littorales de la côte Est de la Grande Terre, d'abondantes pluies d'ascendance orographique, localisées et de courte

durée, liées à la proximité des hauts reliefs. Sur les massifs, l'instabilité est déclenchée, provoquant de fortes averses au cours de la journée. Ces précipitations expliquent en grande partie la nette opposition entre les versants "au vent" et les versants "sous le vent" de la Grande Terre et de Guadalcanal.

Orages associés à la Z.I.T.C. ou à la Z.C.P.S.

Si la Z.I.T.C. est très fréquemment positionnée aux latitudes des Iles Salomon durant l'été austral, la Z.C.P.S. est un phénomène qui a des répercussions très rares en Nouvelle-Calédonie. La Zone Convergence du Pacifique Sud peut cependant se situer entre l'archipel du Vanuatu et la Nouvelle-Calédonie et provoquer une forte pluviométrie sur cette dernière terre. Les zones de convergence, qui engendrent de violentes précipitations en tout point des îles sans aucune distinction en relation avec le relief, présentent les caractères suivants :

- gradient de pression faible voire nul,
- atmosphère très humide, parfois saturée sur toute l'épaisseur de la troposphère engendrant des cumulonimbus,
- températures de surface élevée
- vent très faible à nul.

L'activité orageuse qui se situe généralement en fin d'après midi ou en début de nuit se caractérise dans un premier temps par une période relativement courte de précipitations à moyenne intensité, inférieure à 10 mm.h⁻¹, suivie du corps de l'averse présentant une très forte intensité comprise souvent entre 80 et 100 mm.h⁻¹, et enfin d'une traîne de faible intensité qui diminue très rapidement.

L'influence de la mousson de Nord-Est aux Iles Salomon

La mousson de Nord-Est touche l'île de Guadalcanal au cours des mois de Décembre à Avril. Elle forme avec le type de temps orageux lié à la Z.I.T.C. le deuxième type temps qui intéresse Guadalcanal en été, période pendant laquelle 61.5 % des précipitations annuelles sont enregistrées à Honiara. Les conditions météorologiques sont sensiblement les mêmes que sur la Z.I.T.C., associant une faible pression, une très forte hygrométrie pouvant atteindre la saturation et des températures élevées.

Les perturbations polaires en Nouvelle-Calédonie

Alors que la Z.I.T.C. se déplace vers le Nord de la mi-Mai à la mi-Septembre, des perturbations polaires, après avoir traversé la Mer de Tasman, déversent d'abondantes précipitations sur le Territoire, et plus particulièrement sur sa partie Sud, accompagnées d'un vent de secteur Ouest (le "coup d'Ouest"). La structure de ces perturbations se caractérise par la présence d'une masse d'air froid polaire qui soulève et refoule l'air chaud tropical le long d'une surface de discontinuité matérialisée par un front. L'air froid se succède au sol à l'air chaud pendant le déplacement de la

perturbation. Le passage du front froid s'accompagne de précipitations souvent très abondantes en raison de violents contrastes thermiques entre les deux masses d'air qui s'affrontent.

La situation barométrique la plus fréquente lors de ces épisodes perturbés extratropicaux se caractérise par une zone dépressionnaire centrée sur la Mer de Tasman, bordée à l'Ouest et à l'Est, sur l'espace australien et parfois aux abords de la Nouvelle-Zélande, de deux anticyclones. Les dépressions sont d'origine dynamique, liées à la descente d'air froid polaire maritime qui prend une courbure cyclonique sous les latitudes subtropicales en creusant des dépressions.

. De fortes intensités pluviométriques

Les fortes intensités pluviométriques, horaires, journalières et pluri-journalières sont dues en Nouvelle-Calédonie, dans la plupart des cas, au passage des dépressions ou cyclones tropicaux (DANLOUX J., 1984 et 1987). Guadalcanal est plutôt soumise à l'influence de la Z.I.T.C. et à la mousson, et de manière plus occasionnelle à des cyclones. Très peu de données sont malheureusement disponibles pour les Iles Salomon et le présent travail sera essentiellement centrée sur la Nouvelle-Calédonie.

Variabilité de la longueur des épisodes pluvieux

La longueur des épisodes pluvieux est variable. Ces épisodes peuvent être courts et très violents comme ce fut le cas dans le secteur du Mont Dore le 7 Avril 1992 où 333.5 mm se concentrent entre 12 h et 24 h. Ces orages locaux n'affectent en général qu'une région et engendrent souvent des crues qui surprennent par leur violence et leur rapidité d'évolution.

Des périodes souvent plus longues de un à plusieurs jours sont constituées d'une succession d'averses qui multiplient les pointes de crues. Les bassins-versants connaissent alors d'effroyables poussées hydrologiques, d'autant plus considérables que les premières pluies ont contribué à saturer les sols. Ces précipitations, qui s'étendent sur plusieurs jours, avec des intensités parfois assez considérables, affectent une grande partie du Territoire ou de Guadalcanal. Elles caractérisent les pluies de types cycloniques. Nous admettrons dès lors le caractère arbitraire du décompte par période de 24 h de la pluviométrie, celle-ci n'ayant pas réellement de signification en Nouvelle-Calédonie où les épisodes pluvieux d'origine tropicale s'étendent généralement sur deux jours, parfois plus. L'évaluation des périodes de retour de quelques pluies données sera faite à partir de pluies maximales de 48 h.

Les pluies maximales supérieures à 50 et 100 mm

Les précipitations supérieures à 50 mm représentent entre 23.6 et 45.1 % des précipitations annuelles. Les stations de la côte Est et d'altitude enregistrent le plus fort

**Tab. 29 : PRECIPITATIONS SUPERIEURES A 50 MM
TOTAL MENSUEL (%)**

Station et période de référence	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	Total
Thio (6 m) 1951-1992	33.5	49.3	50.1	47.2	47.9	47.6	42.6	55.1	46.6	33.0	41.0	46.8	45.1
Boulouparis (15 m) 1956-1985	12.5	31.1	48.8	42.9	39.2	33.3	19.8	44.6	34.1	24.5	22.3	28.8	31.8
Mt Dore Pépinière(5 m) 81-92	23.3	46.3	51.2	34.1	42.6	38.3	22.2	39.5	8.5	13.2	15.6	36.3	30.9
Sources 11 (650 m) 1971-1993	43.5	51.2	62.1	58.5	52.6	45.8	29.3	44.8	14.8	33.2	22.7	41.4	41.6
Pouembout 1962-92	20.9	24.8	39.0	31.2	36.4	18.9	13.5	16.7	32.1	19.2	19.1	10.8	23.6
Honiara (1964-73)	16.2	33.3	38.5	40.0	35.5	32.4	28.0	19.0	12.3	9.9	9.6	14.4	24.1

**Tab. 30 : PRECIPITATIONS SUPERIEURES A 100 MM
TOTAL MENSUEL (%)**

Station et période de référence	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	Total
Thio (6 m) 1951-1992	19.4	26.8	33.8	21.2	22.7	30.2	23.7	33.6	22.5	16.5	28.0	20.5	24.9
Boulouparis (15 m) 1956-1985	0.0	5.0	16.6	10.2	7.9	4.9	5.3	5.1	15.1	0.0	0.0	0.0	5.8
Mt Dore Pépinière (5 m) 81-92	23.3	33.9	27.7	15.5	24.5	25.1	17.9	19.7	0.0	0.0	0.0	0.0	15.6
Sources 11 (650 m) 1971-1993	27.6	40.3	37.0	30.9	29.1	27.4	10.7	32.1	6.3	10.4	6.5	23.4	23.5
Pouembout 1962-92	4.4	12.7	22.9	12.3	9.5	5.2	6.7	0.0	13.9	0.0	12.1	0.0	8.3
Honiara (1964-1973)	7.9	9.9	16.7	11.3	10.8	11.2	4.1	12.9	0	0	701	0	7.7

Tab. 31 : PRECIPITATIONS MAXIMALES EN 24 H OBSERVEES

Station de référence	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O
Thio (1951-1992)	400.0	196.1	518.5	218.5	298.6	238.3	233.4	283.4	212.7	185.0	201.0	186.3
Boulouparis (1956-85)	73.8	131.5	143.2	137.5	164.5	104.5	102.5	142.5	110.0	86.5	90.3	92.8
Mt Dore Pépinière (81-92)	160.0	180.5	181.0	216.5	206.9	404.0	124.0	247.6	50.5	73.0	69.1	84.7
Sources 11 (1971-93)	244.6	1060.5	827.9	635.8	436.3	603.5	269.8	289.3	193.5	160.8	132.3	179.5
Pouembout (1962-92)	103.2	230.0	293.2	197.0	185.0	123.0	111.3	95.5	108.8	57.2	120.9	58.9

Tab. 32 : VALEURS MAXIMALES ABSOLUES DE PRECIPITATIONS EN 24 H

Station et période de référence	Date	Précipitation maximale en 24h
Thio (6 m) 1951-1992	12 Janvier 1988 (cyclone ANNE)	518.5
Boulouparis (15 m) 1956-1985	29 Mars 1967	164.5
Haut Coulna (140 m) 1956-1992	23 Décembre 1981 (cyclone GYAN)	1692
Mt Dore Pépinière (5 m)1981-92	7 Avril 1992	404.0
Plum (2 m)	7 Avril 1992	432.0
Mt Dore Mille et Berton	7 Avril 1992	333.5
Sources 11 (650 m) 1971-1993	24 Décembre 1981 (GYAN)	1060.5
Pouembout 1962-1992	23 Janvier 1990 (cyclone ESAU)	293.5

pourcentage en raison de l'influence du relief sur la dynamique même des précipitations (pluies orographiques) et des précipitations cycloniques en général plus importantes sur la face Est que sur le littoral Ouest. Les tableaux (29) et (30), qui correspondent à la proportion de chaque type de pluie par rapport au total mensuel, précisent la variabilité mensuelle des fortes précipitations. La saison chaude apparaît comme la saison où les événements pluvieux sont les plus violents. La part la plus importante des précipitations de 50 mm dans le total mensuel se trouve en Janvier, sauf pour la station de Thio (maximum de Juin). Ce caractère est encore plus net pour les précipitations supérieures à 100 mm. Toutefois, si elles sont moins fréquentes en saison fraîche, elles ne sont pas absentes pour autant de la saison abusivement qualifiée de "sèche". La saison chaude reste cependant la plus soumise aux violents phénomènes climatiques.

La part des précipitations supérieures à 50 mm est minimale en Septembre (9.6 % du total mensuel). Elle augmente ensuite progressivement pour connaître un maximum en Février correspondant à 40 % du total mensuel. Elle décroît ensuite jusqu'en Septembre. La part des précipitations supérieures à 100 mm suit la même évolution (maximum de saison chaude, minimum de saison fraîche).

Les records pluviométriques et les pluies maximales en 24 h

Les intensités pluviométriques enregistrées au cours du passage de cyclones en Nouvelle-Calédonie sont très importantes et illustrent de façon spectaculaire la violence des pluies cycloniques. Les intensités horaires n'atteignent pas des valeurs trop exceptionnelles (maximum relevé 123 mm.h⁻¹ à Bopope au cours du cyclone ESAÛ).

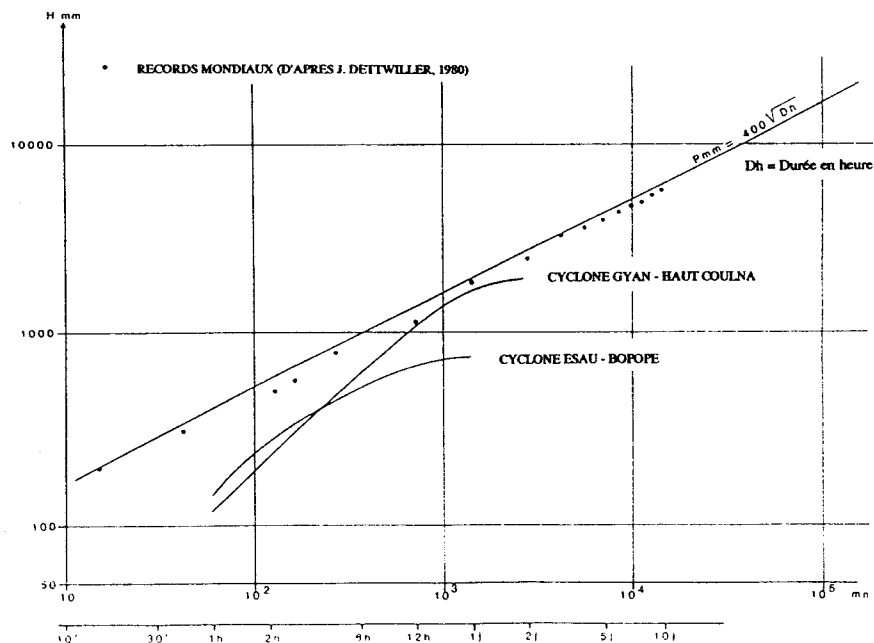


Fig. 68 : PLUIES PONCTUELLES :REPARTITIONS MAXIMALES CONNUES

Mais une comparaison des plus fortes pluies ponctuelles connues dans le monde (DETTWILLER J., 1980) et de celles relevées pour les cyclones GYAN (station de Haut-Coulna les 23 et 24 Décembre 1981) et ESAÛ (station de Bopope le 23 Janvier 1990) montre que les précipitations cycloniques peuvent être proche des records mondiaux en ce qui concerne les précipitations maximales de 24 h. Le cyclone GYAN a battu les records connus jusque là en Nouvelle-Calédonie avec 1692 mm en 24 h à Haut Coulna le 23 Décembre 1981 (140 m d'altitude). La côte Ouest recevait 641.5 mm à Siréis, 500 mm à Gomen qui détenait le record absolu de cette côte depuis 1951 (363 mm). Le lendemain, la station de Sources 11 (650 m) enregistrait 1060.5 mm.

Les précipitations maximales absolues sont également très importantes en plaine, allant de 293.5 mm (Pouembout à 27 m d'altitude) au cours du cyclone ESAÛ le 23 Janvier 1990, à 518.5 mm à Thio le 12 Janvier 1988 (cyclone ANNE), en passant par 404.0 mm (Mt Dore Pépinière à 5 m d'altitude) et 432.0 (Plum à 2 m d'altitude) au cours d'un évènement non cyclonique à caractère orageux, très localisé.

L'analyse des pluies maximales observées en 24 h laisse apparaître à nouveau l'opposition fondamentale entre la côte Est et la côte Ouest d'une part (comparaison des stations Thio et Boulouparis), et l'influence de l'altitude sur les hauteurs de précipitations. Le tableau (31) montre également que de fortes précipitations peuvent se produire en toutes saisons, mais que les valeurs maximales sont observées au cours de la saison chaude, parfois au cours de la période de transition (Avril) qui est parfois soumise à des phénomènes orageux (Mont Dore Pépinière le 7 Avril 1992).

Etude statistique des pluies maximales

L'analyse statistique des pluies maximales de 48 heures permet de préciser la période de retour des plus fortes précipitations (tab. 33). Plusieurs ajustements ont été essayés (Gauss, Gumbel, Galton, Pearson III, Frechet et Goodrich) et la meilleure des fonctions statistiques (Galton) a permis d'établir les valeurs des quantiles jusqu'aux centennales. Elles vont permettre de resituer l'occurrence des précipitations qui ont engendré des instabilités de terrain et d'importantes inondations.

Période de retour	5	10	20	50	100	Période de référence
Thio (6 m)	340.6	406.7	468.5	547.9	608.2	1952-1992
Plum (2 m)	250.1	306.5	362.9	440.0	502.2	1951-1991
Pouembout (m)	181.9	240.1	304.6	402.1	487.7	1962-1992
Sources 11 (650 m)	557.6	773.2	1023.6	1419.8	1781.9	1971-1993

Tab. 33 : VALEURS DE LA PLUIE MAXIMALE DE 48 H POUR DIVERSES PERIODES DE RETOUR

Conclusion :

Le régime pluviométrique se caractérise avant tout par son irrégularité tant interannuelle que mensuelle. Si la plupart des épisodes pluvieux de fortes intensités sont relevés au cours de la saison chaude, ils peuvent être observés cependant tout au long de l'année. Les quantités de pluies peuvent être considérables au cours des épisodes cycloniques, approchant parfois les records mondiaux (1692 mm en 24 h à Haut Coulna pour le cyclone GYAN). Mais de nombreuses fortes précipitations journalières ne sont pas liées à un phénomène météorologique de type dépression tropicale ou cyclone (précipitations à caractère orageux dans le secteur du Mont Dore le 7 Avril 1992). Il ne faut pas non plus oublier que certains cyclones peuvent ne pas induire de fortes précipitations.

Les épisodes pluvieux de fortes intensité entraînent des crues rapides et brutales dans la plupart des rivières de Nouvelle-Calédonie et de Guadalcanal et conditionnent en partie les modalités de l'ablation et du transport des matériaux.

I.2.1.3 LES CRUES

La prévention contre les risques d'inondation, les processus morphodynamiques fluviaux et les risques torrentiels nécessite l'analyse du régime fluvial et plus particulièrement celle des crues. La notion de régime fluvial recouvre trois aspects distincts concernant la dynamique des eaux : l'écoulement annuel et ses irrégularités, les variations saisonnières de l'écoulement et les formes hydrologiques extrêmes (étiages et crues). Après avoir défini rapidement les caractéristiques générales des régimes hydrologiques, les crues, phénomènes hydrologiques entraînant de graves conséquences morphodynamiques et économiques, feront l'objet d'une étude approfondie. Le déclenchement des transports solides torrentiels et la morphodynamique fluviale en plaine dépendent en effet, outre la disponibilité en matériels susceptibles d'être pris en charge, de l'ampleur de la crue liquide. En un milieu montagnard insulaire, dominé par un régime pluviométrique tropical océanique, la dynamique sédimentaire résulte avant tout de la violence, de la rapidité et de l'abondance des crues. A de longues périodes à faible activité morphodynamique succèdent ainsi d'intenses remaniements sédimentaires dont le vecteur principal sont les crues.

. Le réseau de mesures hydrologiques

La section hydrologie de l'ORSTOM, dans le cadre de ses recherches, ainsi que pour le compte de la Cellule Territoriale chargé de la gestion du réseau hydrologique de base et d'ENERCAL (Compagnie calédonienne d'électricité), s'efforce de suivre jusqu'en 1992, 29 stations hydrométriques (hauteurs et débits), dont 22 au titre du réseau de base. Le réseau de base est géré depuis par la Direction de l'Agriculture et de

la Forêt. Parmi l'ensemble de ces stations, quatre d'entre elles intéressent directement nos zones d'étude : Ouenghi RT1, Thio St Michel, Pouembout Radier route de Forêt Plate (Boutana), Poualooa cote 117.

Pour l'île de Guadalcanal, la station de Lungga Bridge, à l'issue d'un bassin de 387 km² est gérée par le "Ministry of Natural Ressources".

. Caractéristiques générales des régimes hydrologiques des rivières de Nouvelle-Calédonie et de Guadalcanal

Les régimes hydrologiques suivent assez fidèlement les régimes pluviométriques correspondants et se caractérisent donc par une grande variabilité tant interannuelle que saisonnière. La diversité des terrains, des pentes et du couvert végétal des bassins-versants ne font qu'accroître les écarts.

Irrégularité interannuelle de l'écoulement

Les rivières Ouenghi, Pouembout et Poualooa, sur lesquelles ont été effectuées les mesures de transports solides en suspension, présentent une irrégularité interannuelle, commune à l'ensemble des rivières de Nouvelle-Calédonie. La distribution statistique (loi de GALTON) des débits moyens annuels et des débits classés caractéristiques (débits classés du plus fort au plus faible), a permis de définir la variabilité interannuelle de l'écoulement. Les débits caractéristiques retenus sont les suivants :

- DC 90 = débit atteint ou dépassé pendant 90 jours par an
- DC 180 = débit atteint ou dépassé pendant 180 jours par an.

Les coefficients d'irrégularité sont respectivement de 6.3, 16.3, et 15.1 pour la Ouenghi, la Pouembout et la Poualooa (Tab. 34, 35, et 36). Il apparaît plus faible pour la Ouenghi, selon un schéma bien connu (MONIOD F. et al, 1968; ATLAS ORSTOM, 1981) qui reflète le caractère plus régulier des précipitations au Sud du Territoire, et la présence d'un massif péridotitique très fissuré et très altéré qui tempère le régime des cours d'eau.

L'irrégularité interannuelle est avant tout celle des forts débits : le coefficient K3 évalué pour DC 90 et DC 180 laisse à penser que se sont les crues, suffisamment violentes et irrégulières dans leur occurrence qui modifient un module. L'importance des fortes crues, sur le régime des cours d'eau, fait que le DC 90 est toujours supérieur au module.

	Module	DC 90	DC 180
Décennale humide	17.7	10.1	4.50
Médiane	5.73	4.91	2.54
Décennale sèche	2.80	2.57	1.68
Coeff. d'irrégularité K3	6.3	3.9	2.7

Tab. 34 : VALEURS CARACTERISTIQUES DES DEBITS DE LA OUENGLI (m³.s⁻¹) (1971-1984)

	Module	DC 90	DC 180
Décennale humide	11.9	7.10	1.99
Médiane	2.55	1.67	0.78
Décennale sèche	0.73	0.62	0.43
Coeff. d'irrégularité K3	16.3	11.4	4.6

Tab. 35 : VALEURS CARACTERISTIQUES DES DEBITS DE LA POUEMBOUT (m³.s⁻¹) (Radier Route de Forêt Plate) (1976-1985)

	Module	DC 90	DC 180
Décennale humide	3.94	1.73	0.56
Médiane	0.86	0.49	0.19
Décennale sèche	0.26	0.25	0.12
Coeff. d'irrégularité K3	15.1	6.9	4.7

Tab. 36 : VALEURS CARACTERISTIQUES DES DEBITS DE LA POUALOA Cote 117 (m³.s⁻¹) (1979-1984)

Le massif ultrabasique qui occupent près de 75 % de la superficie du bassin de la Ouenghi, constitue un réservoir qui alimente les cours d'eau durant les étiages d'hiver et régularise ainsi les débits. Le bassin de la Pouembout, dominé par des formations volcano-sédimentaires peu perméables et un régime pluviométrique plus irrégulier, présentent des étiages moins soutenus que ceux de la Ouenghi et un coefficient d'irrégularité plus élevé. Il en résulte une irrégularité des débits moyens journaliers plus faible sur la Ouenghi que sur la Pouembout. Les rapports DC 90/module et DC 180/module le confirment, avec respectivement 0.86 et 0.44 pour la Ouenghi contre 0.66 et 0.27 pour la Pouembout et les valeurs 0.57 et 0.22 pour la Poualooa.

Variations saisonnières de l'écoulement

Les débits moyens mensuels suivent également le rythme des précipitations. La période de basses eaux, en Nouvelle-Calédonie, est comprise d'Août à Novembre, et les débits mensuels les plus élevés de Janvier à Avril (tab. 37). Les mois de Janvier, Février et Mars représentent à eux seuls près de 60 % du total moyen annuel sur la Ouenghi. Les débits minima sont centrés en Octobre sur les bassins à forte pluviométrie du Sud et

du Nord-Est du Territoire, en Novembre pour les bassins les moins arrosés de la côte Ouest. Alors que les débits diminuent progressivement à partir du mois de Mai pour les bassins situés au Nord du Territoire, un deuxième maximum de Juin peut survenir pour les bassins du Sud de la Grande Terre.

	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	Module
Moyenne (1)	2.68	6.65	16.21	24.35	16.80	6.95	4.33	5.81	4.65	3.36	2.10	2.83	7.94
Moyenne (2)	10.94	27.14	66.16	99.39	68.57	28.37	17.67	23.71	18.98	13.71	8.57	11.55	32.41
Min.	1.07	1.10	1.45	2.61	2.49	1.51	1.08	1.51	1.42	1.27	0.97	0.83	2.39
Max.	5.68	55.20	91.10	107.00	75.50	29.10	14.80	19.40	12.10	10.70	3.86	8.62	14.80

Minimum et maximum en $m^3 s^{-1}$
 Moyenne 1 en ($m^3 s^{-1}$) et moyenne 2 en ($l.s^{-1} km^{-2}$)

**Tab. 37 : DEBITS MOYENS MENSUELS ET VALEURS EXTREMES (1970-1984)
 OUENGI RT 1 (245 km²)**

En raison d'une abondante pluviométrie sur le bassin de la Lungga, les débits moyens mensuels spécifiques sont plus importants que ceux observés sur les bassins de Nouvelle-Calédonie. Le régime semble toutefois plus pondéré et les étiages plus soutenus qu'en Nouvelle-Calédonie. Alors que le régime pluviométrique est aussi contrasté que celui du bassin de la Ouenghi (opposition nette entre une saison chaude et humide et une saison fraîche et plus sèche), le total des mois de Janvier, Février et Mars ne représente plus que 40 % du total annuel contre 60 % pour la Ouenghi. Les valeurs maximales mensuelles sont d'autre part relativement moins élevées pour la Lungga que pour les cours d'eau de la Grande Terre (tab. 38). Le mois de Janvier est à ce propos exemplaire, avec un débit maximum spécifique de 436.7 l/s¹/km² pour la Ouenghi et seulement 366.9 l.s¹.km² pour la Lungga, alors que les débits moyens spécifiques sont respectivement de 66.2 et 149.1 l.s¹.km².

	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	Module
Moyenne (1)	38.8	45.7	57.7	72.6	66.4	46.5	34.0	24.1	24.8	23.0	23.1	31.1	40.7
Moyenne (2)	100.3	108.1	149.1	187.6	171.6	120.2	87.9	62.3	64.1	59.4	59.7	80.4	105.2
Min.	11.8	18.4	21.0	24.7	30.0	23.1	12.0	10.0	12.7	10.5	9.7	8.5	26.5
Max.	54.2	98.2	130.0	142.0	139.0	92.6	125.0	62.5	61.9	50.2	48.6	68.5	63.4

Minimum et maximum en $m^3 s^{-1}$
 Moyenne 1 en ($m^3 s^{-1}$) et moyenne 2 en ($l.s^{-1} km^{-2}$)

**Tab. 38 : DEBITS MOYENS MENSUELS ET VALEURS EXTREMES (1966-1992)
 LUNGA (387 km²)**

Bilans d'écoulements annuels

L'analyse des précipitations et des débits permet de dresser les bilans d'écoulement annuel à partir des deux paramètres suivant : la hauteur moyenne annuelle des précipitations sur le bassin-versant, et la hauteur moyenne annuelle de la lame d'eau

écoulée. A partir de ces deux indicateurs sont calculés le déficit d'écoulement et le coefficient d'écoulement.

Le terme principal du bilan hydrologique d'un bassin-versant est exprimé par le déficit d'écoulement annuel, évalué par la différence entre la hauteur moyenne des précipitations annuelles et la hauteur moyenne de l'écoulement annuel. Il représente la totalité des pertes survenues sur le bassin-versant (évapotranspiration, évaporation directe, rétention de l'eau, consommation de l'eau...). Les principales caractéristiques de ces bilans d'écoulement sont regroupées dans le tableau ci-dessous :

	Pouembout	Poualoa Cote 117	Ouenghi	Thio
Lame d'eau tombée (mm)	1520	1580	1550	2040
Lame d'eau écoulée (mm)	455	645	740	1020
Déficit d'écoulement (mm)	1065	935	810	1020
Coefficient d'écoulement (%)	30	41	48	50

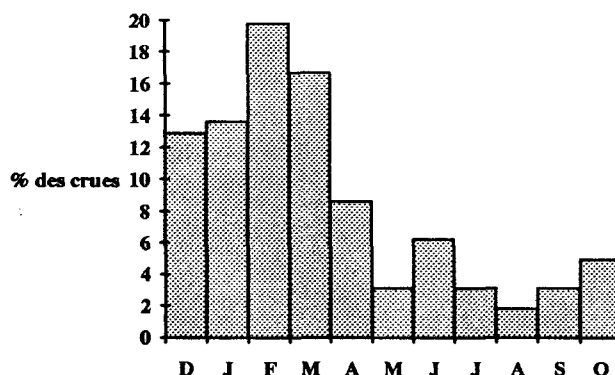
Tab. 39 : BILAN D'ECOULEMENT ANNUEL

L'irrégularité interannuelle et les variations saisonnières ne sont pas les seules caractéristiques des régimes hydrologiques des cours d'eau de la Grande Terre ou de Guadalcanal. Bien plus encore importe, au plan de la géomorphologie dynamique, la réponse des rivières à la violence des précipitations, à l'organisation même du réseau hydrographique au profil en long souvent pentu, et à la taille réduite des bassins-versants (moins de 500 km²) constitués de terrain souvent peu perméables. Les épisodes pluvieux de fortes intensités se manifestent en effet par de brutales et parfois puissantes crues caractérisées par des temps de montée des eaux qui souvent ne dépassent pas quelques heures pour des bassins de plusieurs centaines de km².

. Etude fréquentielle et puissance des crues

Fréquence mensuelle des crues

Les variations saisonnières des totaux pluviométriques et notamment des précipitations intenses se répercutent sur la fréquence des crues. Le maximum mensuel des crues de la rivière Pouembout se situe ainsi en Février (19.8 %), le minimum en Août (1.8 %). Un maximum secondaire se détache en juin (6.2 %) après une baisse d'Avril à Mai (8.6 % puis 3.1 %). La saison humide (Novembre à Avril) totalise 77.8 % des crues (fig. 69).



**Fig. 69 : REPARTITION MENSUELLE DES CRUES
(BASSIN-VERSANT DE LA POUEMBOUT)**

Importance des crues dans l'écoulement

Bien qu'elles soient souvent très brèves (temps de base excédant rarement 48 heures) et peu nombreuses, les fortes crues, d'origine cyclonique pour la plupart, représentent une part notable de l'écoulement. Afin d'évaluer l'importance de ces crues dans l'écoulement total, nous avons sélectionné sous le logiciel HYDROM, pour une période donnée, l'ensemble des crues, en définissant les dates de début et de fin de ruissellement direct. Le fichier résultat présentait, pour la totalité des crues, le volume de base et le volume ruisselé, et pour l'ensemble de la période le total du débit de base et le total du débit ruisselé. Est représentée dans le tableau ci-dessous (tab. 40) la part du volume ruisselé des 10 et des 5 premières crues des bassins de la Thio et de la Pouembout dans l'écoulement total (débit de base et débit ruisselé).

Les 10 plus forts débits journaliers (volume ruisselé) de la Pouembout, relevés pour la période 1975-84, représentent à eux seuls 24.4 % de l'écoulement total (débit de base et débit ruisselé). Les 5 premières crues correspondent encore à plus de 18 % de l'écoulement total. Sur cette même Pouembout, contrôlée à l'issue d'un bassin de 176 km², le cyclone GYAN a évacué en moins de 48 heures plus de 60 millions de m³ (débit de base et débit ruisselé), plus que l'écoulement des deux années sèches successives 1976-77 et 1977-78 (15 et 44 millions de m³).

Bassin-versant	10 premières crues	5 premières crues	Période
Thio St Michel	33.7 %	28.3 %	1981-1990
Pouembout Rte Radier de Forêt Plate	24.4 %	18.4 %	1976-1985

**Tab. 40 : PART DU VOLUME RUISSELE DE QUELQUES CRUES
DANS L'ECOULEMENT TOTAL**

Dans le même ordre d'idée, la part du volume ruisselé des 10 premières crues survenues au cours de la période 1981-1990, sur le bassin-versant de la Thio, représentent près de 34 % de l'écoulement total et les 5 premières plus de 28 %.

La puissance des crues

Les maximums de crue atteignent sur certains bassins-versants des valeurs fantastiques (plus de $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$). Sont répertoriés dans le tableau ci-dessous quelques caractéristiques de crues qui illustrent la puissance des événements hydrologiques de quelques bassins-versants de ces îles du Sud Ouest Pacifique.

Volume ruisselé 10^6 m^3 (Vr)	Hauteur ruisselée (mm)	Débit maximal spécifique ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$)	Q Max/Vr	Coeff. A (QMax/\sqrt{S})	Evènement climatique
Thio St Michel 341 km ²					
119	349	7331	19	135.4	GYAN
127	361	10704	29	197.7	ANNE
Ouenghi RT1 245 km ²					
105	429	8450	18	132.2	ALISON
59	241	6780	23	106.1	GYAN
55	224	6860	28	107.3	ANNE
Dumbéa Est (barrage) 56 km ²					
18	321	21430	65	160.4	COLLEEN
Pouembout 176 km ²					
49	276	9034	32	119.8	GYAN
45	254	12216	48	162.1	ESAÛ
Lungga (Pont) 387 km ²					
184	476	6046	13	118.9	NAMU
79	204	3023	15	59.5	24-28/02/92

Tab. 41 : CARACTERISTIQUES HYDROLOGIQUES DE QUELQUES CRUES

A l'issue de bassins de superficie excédant quelques centaines de km², les volumes ruisselés et les débits spécifiques sont élevés, mais fort heureusement, pour un certain nombre de cours d'eau (Ouenghi, Thio, Lungga), ils sont tempérés par la perméabilité du substrat (roches péridotitiques ou volcaniques). Les crues n'en demeurent pas moins très puissantes, à l'image des cours d'eau du domaine tropical insulaire (FRECAUT R., 1982). Ces petits organismes fluviaux connaissent ainsi au cours des précipitations cycloniques des débits maxima qui s'élèvent parfois à plus de $10000 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$. Il en est ainsi de la Pouembout, qui enregistre, au cours du cyclone ESAÛ (23 Janvier 1990) un débit maximum de $12216 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$, ou encore de la Dumbéa et de la Thio qui écoulent respectivement un débit spécifique maximum de 21430 et $10704 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$, à la suite d'intenses précipitations résultant des cyclones COLLEEN (2 Février 1969) et ANNE (12 Janvier 1988).

Le coefficient A (Débit maximal brut ($m^3.s^{-1}$)/Superficie du bassin (km^2)^{1/2}) qui dépasse fréquemment 100 pour les crues maximales observées, illustre également la puissance de ces cours d'eau. Pour les maxima connus de crue, les valeurs du coefficient A varient de (J. DANLOUX, 1983) :

- 100 à 200 pour le secteur Sud-Ouest,
- 150 à 300 pour le secteur Ouest et Nord-Ouest,
- et de 175 à 580 pour le secteur Est (La Ouaième : débit maximum $10500 m^3.s^{-1}$ au cours du cyclone GYAN pour un bassin de $320 km^2$ soit un coefficient A de 587).

Le rapport entre les débits maximums ruisselés (Q MAX en $m^3.s^{-1}$) et les volumes ruisselés (Vr en m^3) permet une analyse globale des formes de crues. Il oppose à nouveau les bassins comme la Pouembout, au substrat peu perméable, présentant une réponse hydrologique rapide, un hydrogramme pointu et donc un coefficient élevé, aux bassins composés d'un substrat plus perméable (péridotites comme la Ouenghi) ou encore une large plaine d'inondation (Lungga) qui amortissent les maxima de crue et impliquent un temps de concentration des eaux un peu plus long. Les bassins de petite taille présentent souvent un fort indice malgré un soubassement géologique perméable (Dumbéa).

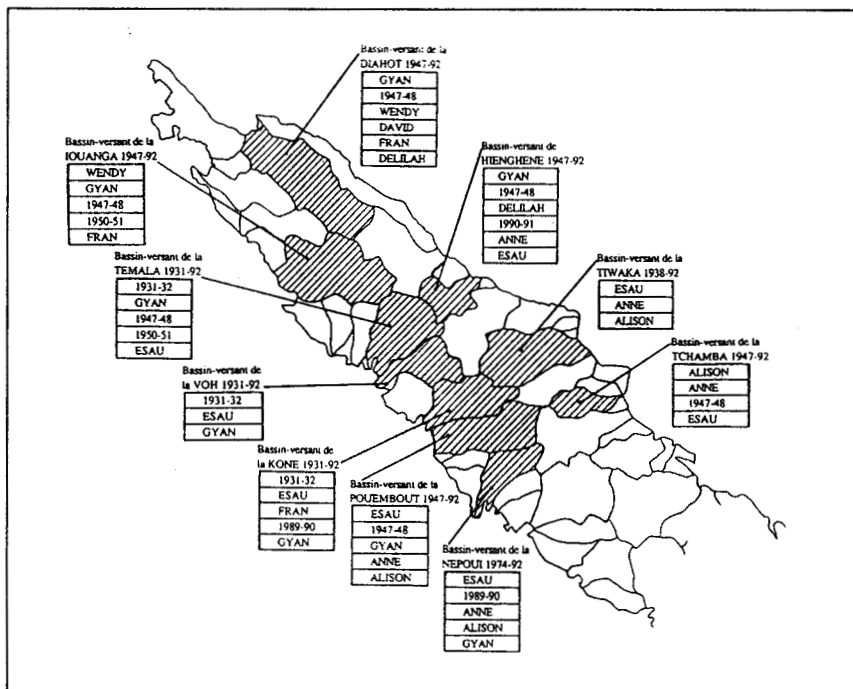


Fig. 70 : PRINCIPALES CRUES SURVENUES SUR LE NORD DE LA GRANDE TERRE ENTRE 1931 ET 1992
Classement par débit croissant et par bassin-versant

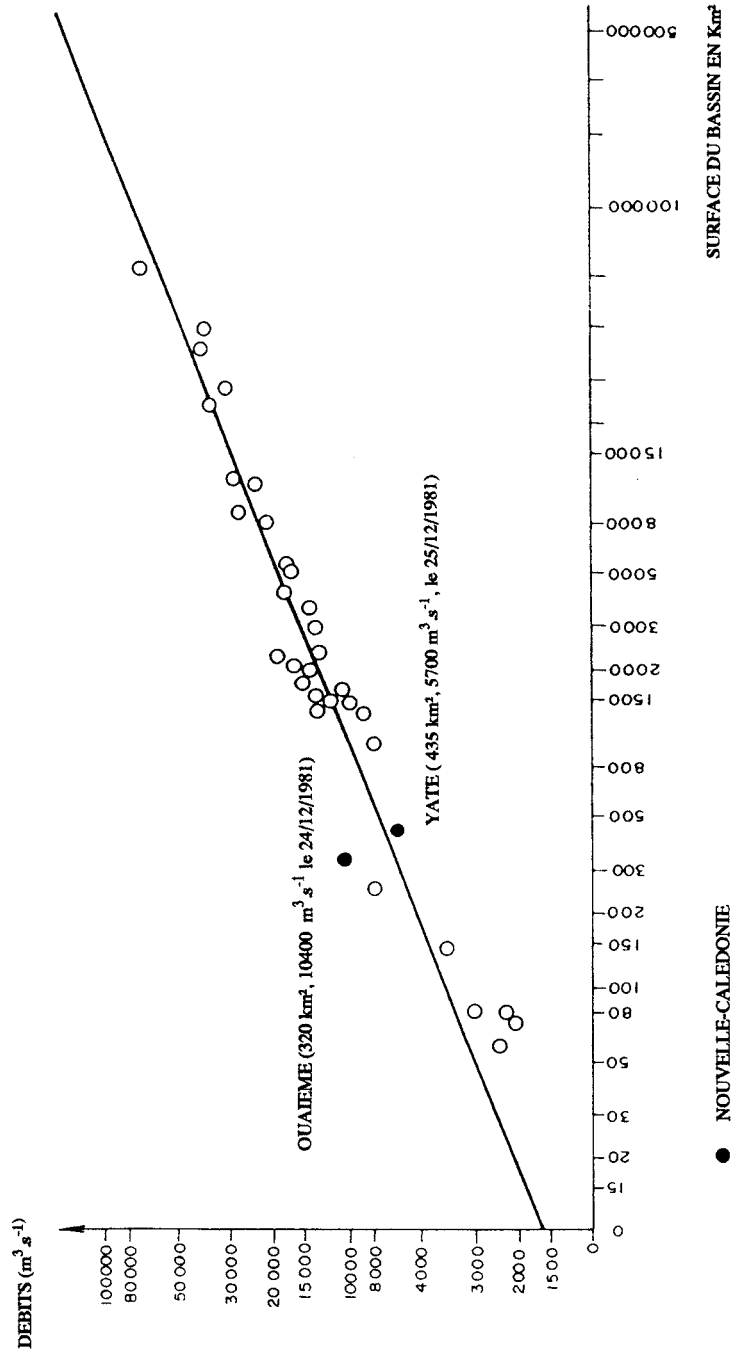


Fig. 71 : RECORDS MONDIAUX (D'APRES J.A. RODIER *et al*, 1985)

Année	Q m ³ .s ⁻¹	Date
1970-71	320	02/01/71
1971-72	206	01/04/72
1972-73	15	-
1973-74	62	13/03/74
1974-75	1470	07/03/75
1975-76	558	17/01/76
1976-77	38	26/01/77
1977-78	126	06/01/78
1978-79	71	26/01/79
1979-80	122	20/02/80
1980-81	415	06/03/81
1981-82	1590	24/12/81
1982-83	42	14/01/83
1983-84	204	04/06/84
1984-85	164	15/09/85
1985-86	144	21/05/86
1986-87	25	15/01/87
1987-88	1490	13/01/88
1988-89	990	21/12/88
1989-90	1030	24/01/90
1990-91	191	/03/91
1991-92	2150	/03/92

Année	Q m ³ .s ⁻¹	Date
1970-71	1100	02/01/71
1971-72	1000	06/02/72
1972-73	140	08/07/73
1973-74	1590	04/02/74
1974-75	2070	08/03/75
1975-76	1260	17/01/76
1976-77	64	27/06/77
1977-78	608	07/01/78
1978-79	225	31/07/79
1979-80	282	13/03/80
1980-81	1280	13/02/81
1981-82	1660	24/12/81
1982-83	31	15/02/83
1983-84	289	31/10/84
1984-85	182	01/04/85
1985-86	262	20/05/86
1986-87	206	17/12/86
1987-88	1680	13/01/88

Tab. 42 : MAXIMA ANNUELS DE CRUES SUR LA POUEMBOUT

Tab. 43 : MAXIMA ANNUELS DE CRUES SUR LA OUENGI

Période de retour - Tans	2	5	10	20	50
Loi Log normale - Q m ³ .s ⁻¹	202	757	1534	2742	5294

Tab. 44 : PERIODE DE RETOUR DES CRUES - POUEMBOUT

Période de retour - Tans	2	5	10	20	50
Loi Log normale - Q m ³ .s ⁻¹	442	1216	2058	3168	5152

Tab. 45 : PERIODE DE RETOUR DES CRUES - OUENGI

L'identification des maximums de crue par bassin-versant permet d'établir un classement des principales crues cycloniques survenues entre 1931 et 1992 sur le Nord de la Grande Terre (fig. 70). On en déduit aisément que l'influence des cyclones et des dépressions tropicales varie d'un bassin à l'autre selon l'intensité des précipitations, la configuration topographique et le cheminement de la perturbation. Les conséquences géomorphologiques suivent ce schéma spatial. Les instabilités de terrain liées au cyclone ANNE sont visibles avant tout sur les bassins de la Thio, de la Ouenghi et de la Tontouta. Ceux du cyclone ESAÛ sur la Tiwaka et la Pouembout.

Les records hydrologiques de Nouvelle-Calédonie atteignent ou dépassent parfois les records mondiaux de crues (fig. 71) comme la crue maximale de la Tiwaka, enregistrée au cours du cyclone ANNE en Janvier 1988, avec $7400 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ à Tiaou, ou celle de la Ouaième (320 km^2) au cours du cyclone GYAN, le 24 Décembre 1981 avec $10400 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ soit $32500 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^2$.

Distributions statistiques des crues maximales annuelles

L'estimation des périodes de retour de ces crues records peut être réalisée dans certains cas par la distribution statistique des crues maximales annuelles. Les échantillons utilisés comportés 22 valeurs pour la Pouembout et 18 pour la Ouenghi.

L'ajustement d'une distribution de GALTON à l'échantillon de la Pouembout et à celui de la Ouenghi a permis d'évaluer l'importance de la crue pour différentes périodes de retour. Les valeurs sont reportées dans les tableaux (44) et (45).

I.2.1.4 LES CYCLONES NAMU, ANNE, ESAÛ ET LES EPISODES ORAGEUX DES 17-25 FEVRIER 1990 : PRECIPITATIONS ET CRUES

Les principaux événements climatiques des dernières années qui ont provoqué d'importantes crises morphodynamiques et hydrologiques en Nouvelle-Calédonie et aux Iles Salomon sont, dans l'ordre chronologique, les cyclones NAMU (18-20 Mai 1986), ANNE (18-19 Janvier 1988), les averses orageuses des 17-25 Février 1990 et le cyclone ESAÛ (3-5 Mars 1992).

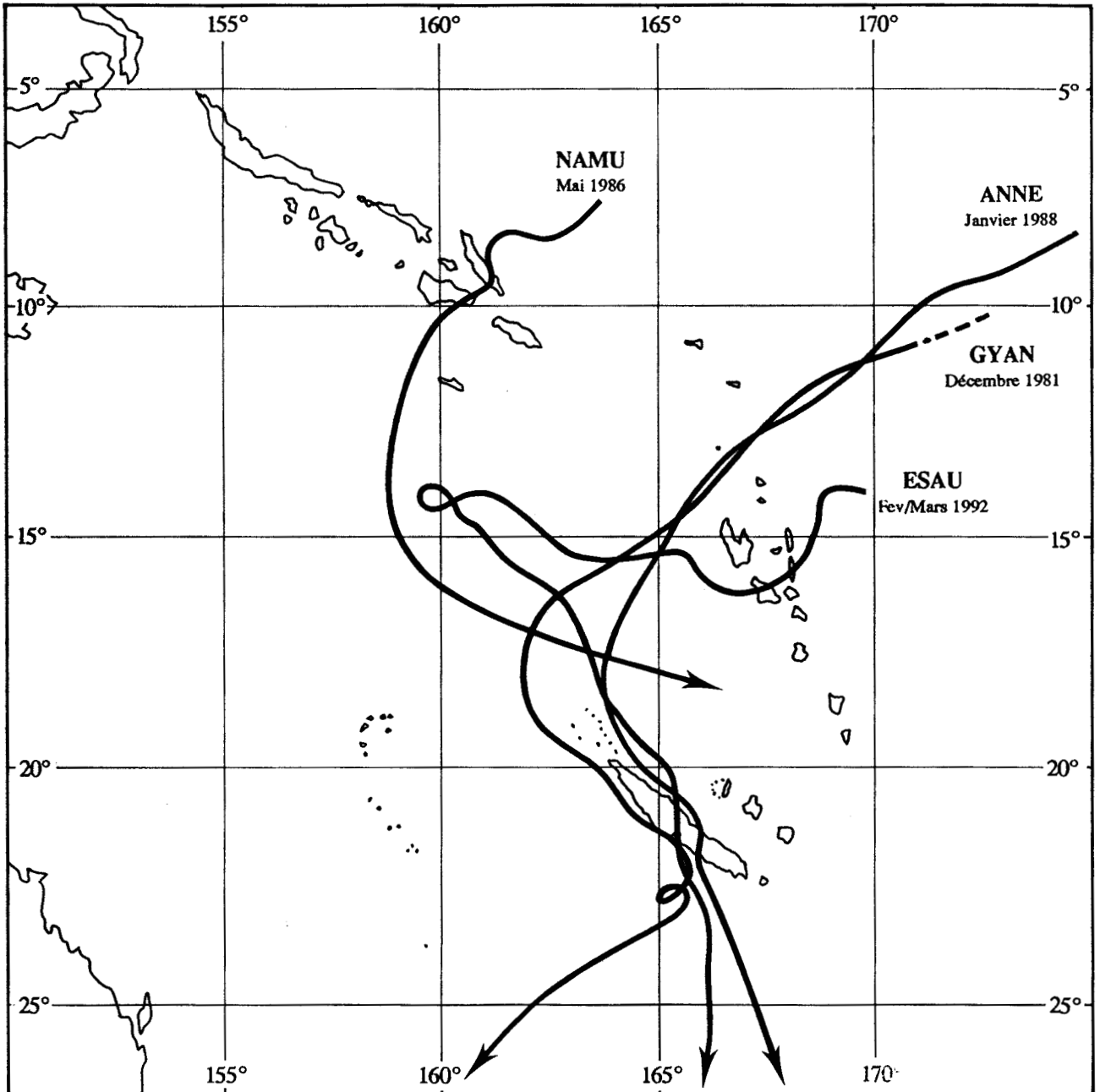


Fig. 72

**TRAJECTOIRES DE QUELQUES CYCLONES TROPICAUX
AYANT AFFECTE LA NOUVELLE-CALÉDONIE OU LES ILES SALOMON**

. Le cyclone NAMU (18-20 Mai 1986) : Précipitations et crues

L'île de Guadalcanal, la plus importante des six îles majeures de l'archipel des Salomon (5310 km²), a été, avec l'île de Malaita, très durement touchée par le cyclone NAMU entre les 17 et 20 Mai 1986. Les îles de Makira, Rennell et Bellona l'ont été dans une moindre mesure. Plus de 95 % des 500 km² de la plaine de Guadalcanal ont été inondés, 1 mètre d'eau recouvrant la majeure partie de la plaine (TRUSTRUM et al, 1989).

Une forte densité de la population et une mise en valeur agricole intense en fait un lieu à hauts risques. Les plantations de cacao, les palmeraies, les rizières et les cocoteraies ont été sévèrement touchées ainsi que les habitations et les jardins. 70 % des jardins de plaines furent détruits sur l'île de Guadalcanal, 90 000 sans-abri recensés et 5 % de la population de la plaine se sont déplacés suite au cyclone NAMU vers d'autres villages plus protégés (National Disaster Council, 1986). Malaita, plus sévèrement touchée par les vents que Guadalcanal a vu disparaître près de 50 % de sa cocoteraie, 38 % de ses plantations de cacao, et 48 % des habitations ont été endommagées ou détruites. Guadalcanal, affecté avant tout par les pluies cycloniques et ses conséquences hydrologiques et géomorphologiques (inondations et glissements de terrain) n'a vu disparaître que 27 % de sa cocoteraie, 24 % de ses plantations de cacao et 22 % des habitations furent endommagées. La violence des vents a semble-t-il été moins forte sur Guadalcanal, alors que le cyclone ^{est} passé sur le Sud-Est de l'île, par rapport à Malaita que le cyclone a traversé dans le Sud.

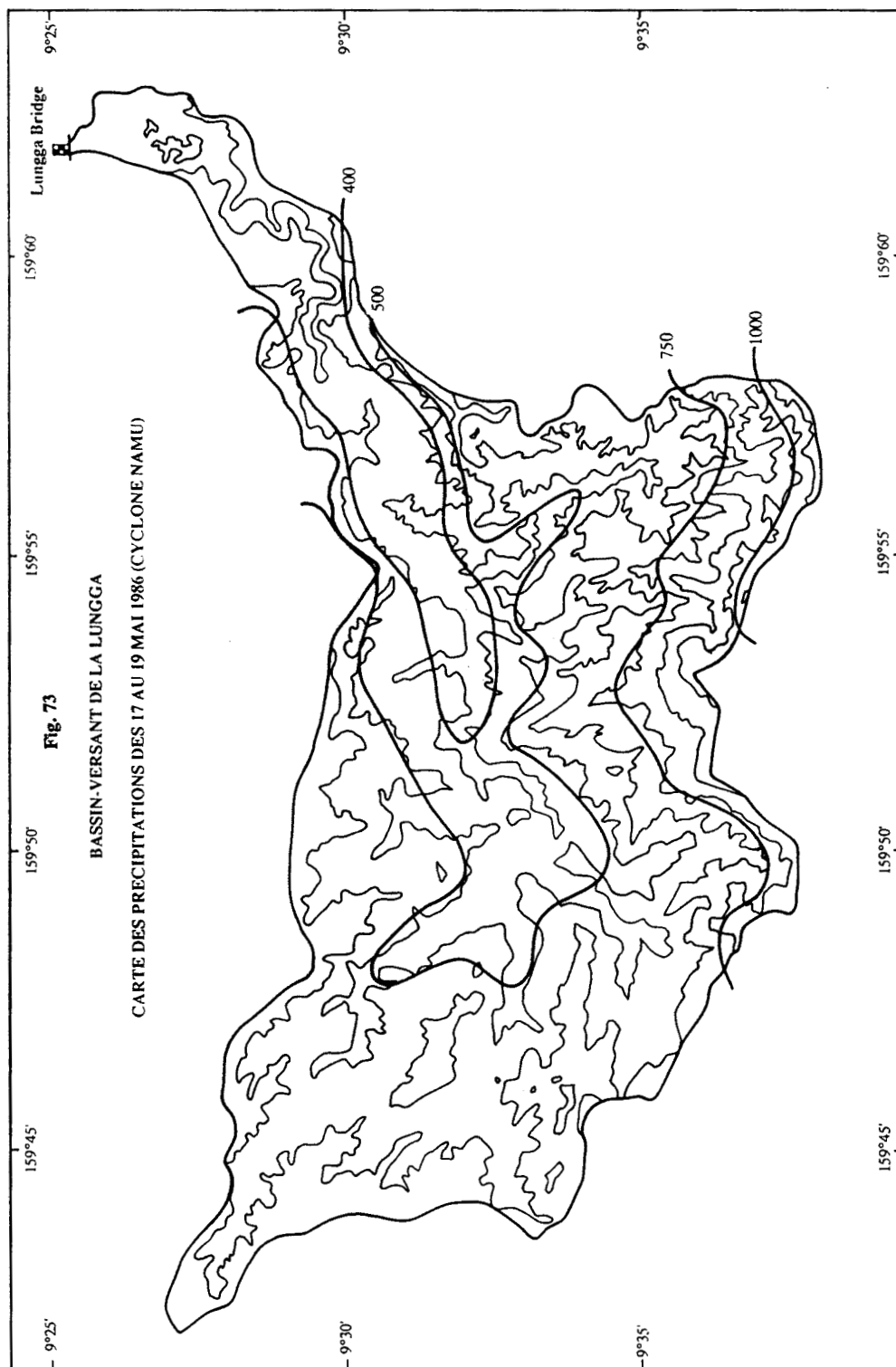
Les conséquences hydrologiques et morphodynamiques furent particulièrement importantes sur Guadalcanal :

- glissements de terrain, coulées boueuses dans les hautes terres,
- modifications du tracé des cours d'eau de la plaine de Guadalcanal,
- sédimentation et croissance des deltas.

Le village de Valembaimbai, situé sur la Sutakiki River (bassin-versant de la Mbalisuna), recouvert par deux mètres de sédiment, ^adisparu sous les flots de boue, avec plus de 38 personnes. La combinaison des eaux de crue et des arbres transportés par ces eaux, provoquèrent par ailleurs des embâcles, en amont des ponts, et certains ne résistèrent pas à leur contrainte (destruction du pont de la Ngalimbiu et de la Mbalisuna).

Trajectoire du cyclone NAMU (18-20 Mai 1986)

Le cyclone NAMU, avec le cyclone LOLA a fait partie d'un "système gémaire inter-hémisphère" (Météorologie Nationale, 1987). Le 14 Mai à 00h00 T.U. il se caractérise par une vaste zone instable, centrée dans l'hémisphère Nord et débordant sur l'hémisphère Sud. Dès le 15, à 18h00 T.U., elle se scinde en deux, donnant un tourbillon qui s'organise vers 8°N et 157°E (le futur cyclone LOLA) et une zone



nuageuse de 400 milles de diamètre, centrée vers 7°S et 164°E. Cette dernière évolue en dépression, bien dessinée le 17 à 00h00 T.U. Le centre météorologique régional de NANDI (Fidji) la nomme "NAMU" dès 12h00 T.U., alors qu'elle se déplace sous la forme d'une dépression modérée vers l'Ouest-Sud-Ouest, à une vitesse de 5 noeuds. La perturbation atteint le stade de cyclone le 18 à 00h00 T.U. avec des vents au centre estimés à 70 noeuds. Son centre est alors situé dans la partie Sud de l'archipel des Salomon, à l'Est-Nord-Est de Guadalcanal (9°S et 162°E). Il se déplace dans un premier temps vers le Sud-Ouest puis le Sud, traversant la moitié Sud de Malaita et le Sud-Est de Guadalcanal (fig. 72).

Sa trajectoire en cela est classique : origine au Nord-Est des îles Salomon et déplacement vers le Sud-Ouest puis l'Est ou le Sud-est, vers les hautes latitudes. Ce qui l'est beaucoup moins, c'est la puissance avec laquelle il a frappé Malaita et Guadalcanal.

Les précipitations et la crue de la Lungga

Les précipitations sur l'île de Guadalcanal sont intenses mais très variables. Les intensités maximales en 15 mn, dépassent plus de 30 mm en divers postes (Goldridge à 600 m d'altitude, Mbumbulake à 280 m). Les précipitations horaires enregistrées atteignent 80 mm à Goldridge entre 9 h et 12 h le 19 Mai, 61.5 mm entre 7 h et 11 h à Mbumbulake et 49.2 mm entre 8 h et 12 h. L'ensemble de l'épisode pluviométrique totalise du 17 au 20 Mai : 359 mm à Sipl, 512 mm à Mbumbulake, et 874 mm à Goldridge. Les précipitations des 17-20 Mai, sur le bassin-versant de la Lungga sont comprises entre 300 et 1250 mm.

La carte des totaux pluviométriques des 17 au 20 Mai (fig. 73) permet d'évaluer la lame d'eau moyenne tombée sur le bassin de la Lungga à 560 mm.

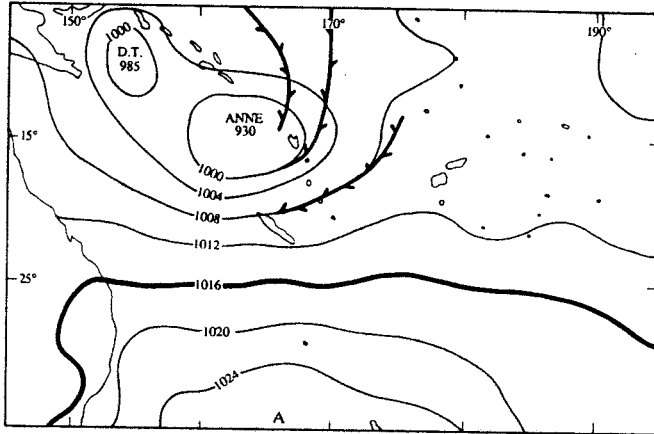
La crue atteint son maximum de $2340 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ le 19 Mai à 13h15 en plus d'un jour et demi de montée de crue. La crue n'a malheureusement pas été totalement enregistrée. Ne sont connus que le début de la crue, le maximum et la fin de la décrue. L'estimation du volume ruisselé et l'évaluation de la lame ruisselée peuvent fortement varier et ne sont en cela que des indicateurs. Le volume ruisselé varie de 184 à 107 Mm³ et la lame ruisselée de 476 à 277 mm selon le tracé de l'hydrogramme. Les rapports Q_{\max}/V_r et $Q_{\max}/S^{0.5}$ qui traduisent la puissance de la crue sont évalués respectivement à 13 (ou 22 si l'on tient compte de la plus faible évaluation du volume ruisselé) et 118.9.

. Le cyclone ANNE (11-12 Janvier 1988) : Précipitations et crues

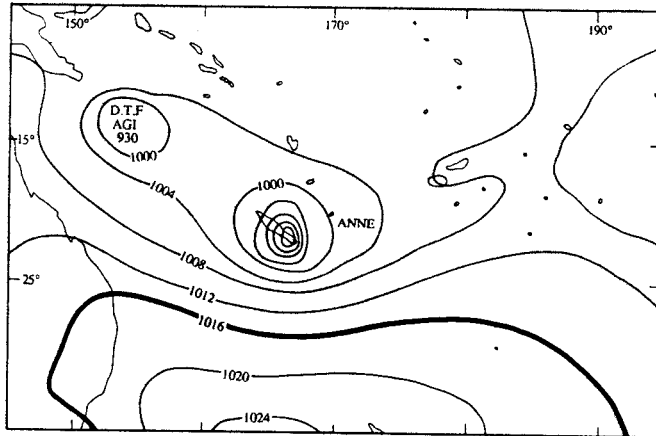
Le cyclone ANNE, parmi les plus puissants cyclones ayant affecté le Territoire de Nouvelle-Calédonie, a provoqué non seulement des crues brutales à caractère exceptionnel en plusieurs endroits de la Grande Terre, mais également de nombreuses instabilités morphodynamiques sur son passage entre Canala et Ouenghi, avec entre autres :

Fig.74

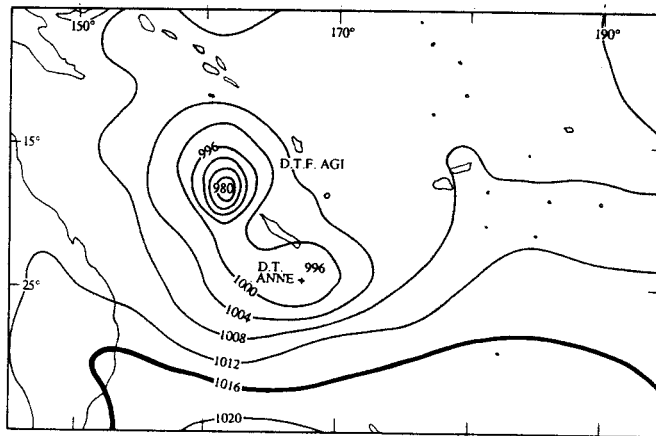
SITUATION
ATMOSPHERIQUE
EN SURFACE
LE 11 JANVIER 1988
A 00h00 T.U.



SITUATION
ATMOSPHERIQUE
EN SURFACE
LE 13 JANVIER 1988
A 00h00 T.U.



SITUATION
ATMOSPHERIQUE
EN SURFACE
LE 14 JANVIER 1988
A 00h00 T.U.



- une réactivation de la lave torrentielle du creek Jeanne et Marie et du glissement sur serpentinites du creek Bel-Air (Bassin-versant de la Thio), le glissement-coulée du Mont Dore,
- de nombreuses instabilités de terrain sur les versants du bassin de la Tontouta,
- une remobilisation des décharges minières,
- d'importants transports solides en rivières,
- et la modification du tracé de cours d'eau et des embouchures (progression des delta de la Thio et de la Ouenghi).

Trajectoire du cyclone ANNE (fig. 72)

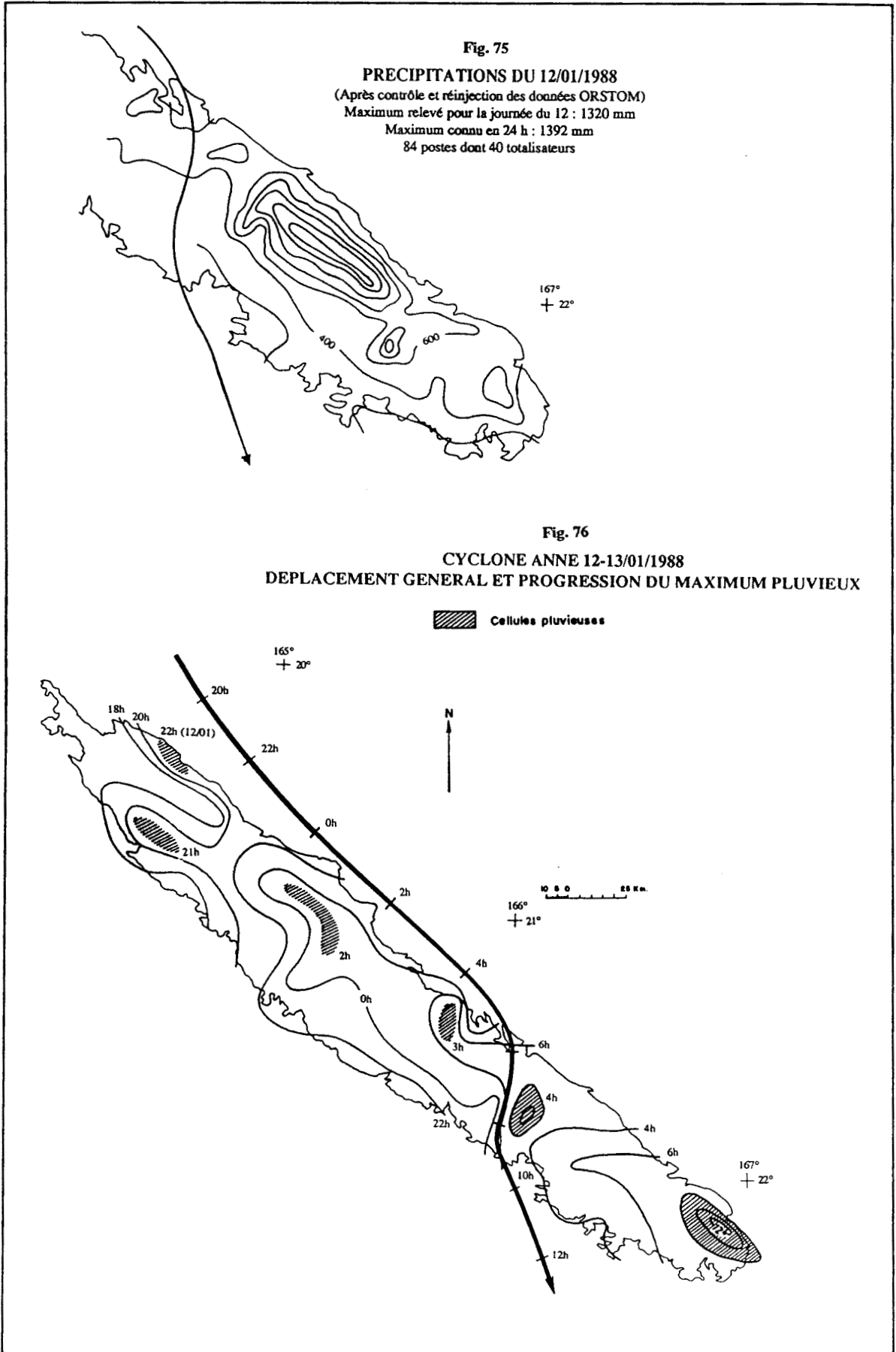
Le 6 Janvier 1988, au Nord du 5ème parallèle Sud, de part et d'autre du méridien 180°, apparaissent des "clusters", s'organisant lentement grace aux forts vents d'Ouest qui circulent près de l'équateur. Ils forment dès le 7 Janvier un minimum dépressionnaire, quasi-stationnaire jusqu'au 8 Janvier, mais se renforçant.

Le centre météorologique régional de NANDI (Fidji) le prénomme "ANNE" le 8 Janvier au matin alors que la dépression amorce un lent déplacement vers l'Ouest. Un puissant flux chaud et humide de direction Nord-Nord-Ouest à Sud-Sud-Est, se déplaçant dans les basses couches de l'atmosphère, alimente la dépression qui continue à se creuser. Vers 200 hPa, une circulation cyclonique divergente est organisée. Le météore se déplace ensuite lentement en prenant une direction Ouest-Sud-Ouest à environ 5 à 8 noeuds et se renforce alors fortement, tout en gardant la même direction. Dans la nuit du 10 au 11 Janvier, le cyclone ANNE traverse les Iles Banks, situées au Nord de l'archipel du Vanuatu. Le 10 Janvier à 18h T.U., la pression au centre du cyclone est estimée à 952 hPa. Progressivement, la trajectoire s'incurve vers le Sud-Sud-Ouest. La pression diminue encore pour atteindre un minimum de 925 hPa le 11 janvier à 0h T.U. vers 165°E et 15°S. Les vents sont alors estimés à 110 noeuds près du centre.

La trajectoire s'infléchit ensuite, prenant une direction Sud-Sud-Ouest puis Sud, à l'approche de la côte Est Calédonienne. ANNE perd cependant de son intensité en raison de la température relativement fraîche de la mer (25 °C). Dans la nuit du 12 au 13 Janvier, ANNE longe la côte Est jusqu'aux abords de Canala, et traverse dans la matinée du 13 Janvier la Grande Terre, entre Canala et Ouenghi. ANNE est alors en voie de comblement et finit par se désagréger le 14 Janvier au Sud de Nouméa vers 167°E 25°S.

La pression et les vents

La valeur minimale de pression au centre de la dépression caractérise l'intensité et l'évolution du cyclone. Alors que le minimum est atteint à l'approche de la Nouvelle-Calédonie (925 hPa), la pression augmente au fur et à mesure de son déplacement le long de la Grande Terre. Les valeurs minimales sont observées le 13 Janvier sur le



Nord-Est du Territoire avec 964.5 hPa à Touho à 1h15 et 966.1 hPa à Poindimié à 1h45. Il augmente progressivement pour atteindre 981.2 hPa à Nouméa le 13 à 8h50. Lorsque l'on considère la pression minimale, le cyclone ANNE est beaucoup moins intense que les cyclones ALISON (947.0 hPa à Touho), COLLEEN (960.4 hPa à Ouvéa), ou BEATRICE (939.0 hPa à Poindimié).

Les vitesses maximales instantanées de vent sont relevées à Koumac, au Nord du Territoire (166 km.h⁻¹) et Poindimié (155 km.h⁻¹). Les vitesses moyennes sont maximales à Koumac (112 km.h⁻¹) et à Nouméa (104 km.h⁻¹).

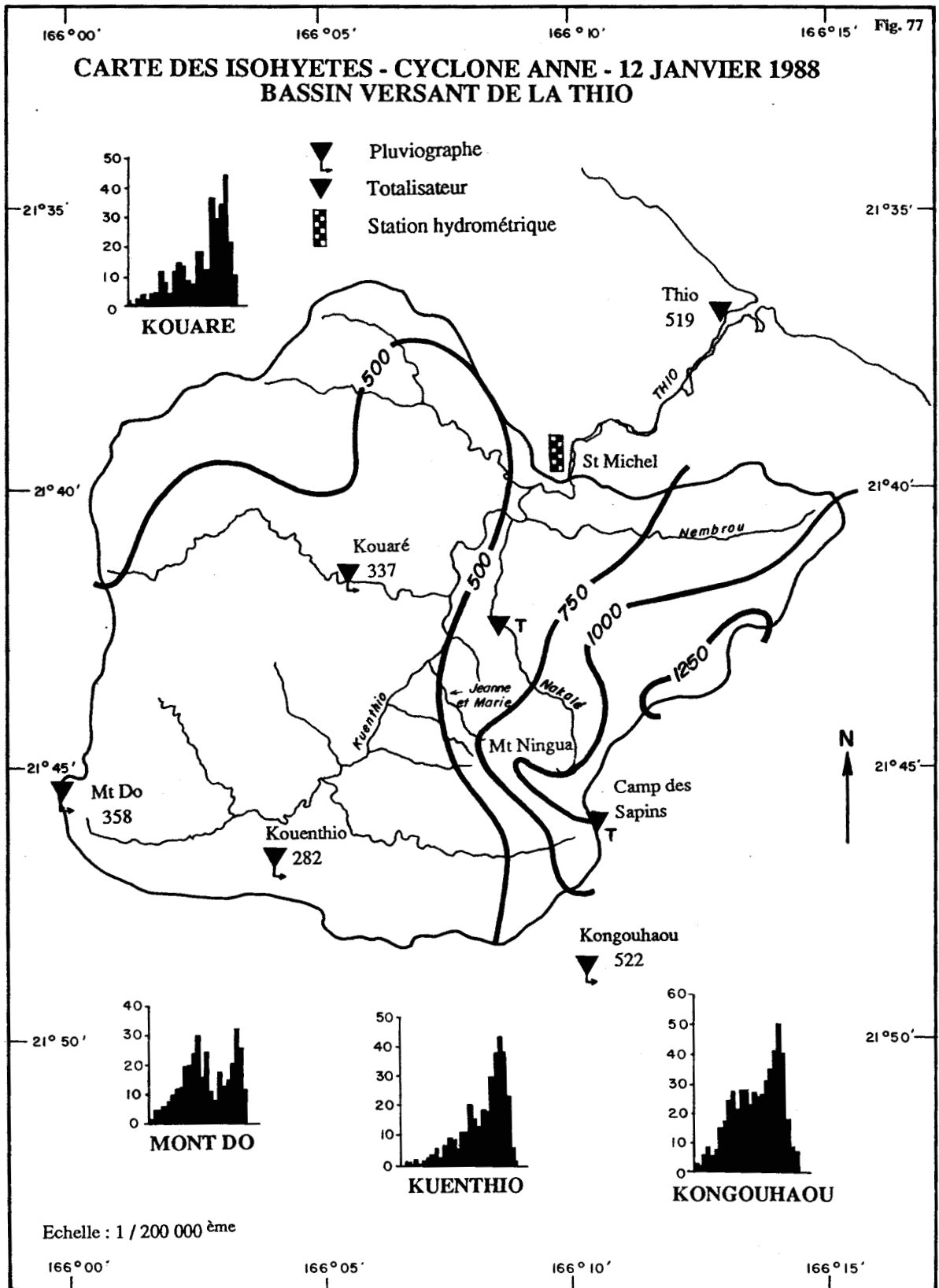
Les précipitations

Le passage du cyclone a surtout entraîné d'abondantes chutes de pluies sur l'ensemble du Territoire et plus particulièrement sur le massif du Humboldt où le maximum connu en 24 h s'élève à 1392 mm.

Quelques unes des hauteurs d'eau recueillies aux différents postes du réseau de la Météorologie et du réseau de l'ORSTOM sont consignées dans le tableau (46), et plus particulièrement ceux du Sud de la Grande Terre qui enregistrent les plus fortes hauteurs d'eau. Ces valeurs nous permettent de tracer une esquisse de la répartition des précipitations du Sud calédonien depuis Canala (84 postes dont 40 totalisateurs - fig.75). Un fort noyau pluviométrique est identifié sur le massif du Humboldt, depuis le Mont Ningua sur la Thio à la terminaison du massif montagneux péridotitique au Sud (Ouénaou) en passant par le Humboldt, et les zones amont des bassins de la Tontouta et de la Dumbéa.

Une carte de détail a été dressée pour le bassin de la Thio à partir de cinq postes pluviographiques (Thio Météo, Kouaré, Mont Do, Kouenthio, Kongouhaou) et deux totalisateurs (Nakalé et Camps des Sapins). Les précipitations du 12 Janvier 7h au 13 Janvier 7 h (englobant donc la quasi totalité des pluies cycloniques) s'élèvent en rive droite de 282 mm (valeur minimale enregistrée à Kouenthio) à plus de 1250 mm sur le Mont Sindoa en 24 h. A Thio village, où la pluie maximale de 48 heures a atteint 620 mm, le cyclone ANNE présente une période de retour de 100 ans (loi de Gumbel appliquée sur une série de 41 valeurs correspondant aux précipitations maximales de 48 heures). Les intensités horaires maximales enregistrées dépassent 50 mm.h⁻¹ à Kongouahaou (Bassin de la Ouenghi) et entre 34 mm.h⁻¹ (Mt Do) et 53 mm.h⁻¹ (Kouenthio) sur le bassin-Versant de la Thio. Les intensités horaires s'élèvent à plus de 100 mm.h⁻¹ pour quelques stations de montagne (Canon : 103.5 mm.h⁻¹; Montagne des sources : 106.5 mm.h⁻¹; Comboui : 102.2 mm.h⁻¹ et Humboldt : 116.9 mm.h⁻¹). Les intensités sur deux heures dépassent parfois 200 mm (Canon : 204 mm; Comboui : 204.4 mm et Humboldt 217.6 mm en deux heures).

Les intensités horaires sont relativement fortes mais pas exceptionnelles, la caractéristique essentielle des précipitations résidant plus dans la longueur des épisodes pluvieux qui varient entre 25 et 35 heures selon les postes considérés.



Pluviographe	Total des précipitations 11/12/13 Janvier	Intensité maximale horaire (13 Janvier 1988)	Heure locale du maximum horaire
Mont Do	378.5	34	2h30-3h30
Kouare	371.0	45	4h00-5h00
Kouenthio	313.5	53	6h30-7h30
Kongouhaou	587.5	50.2	3h00-4h00
Comboui	1420.5	102.2	2h00-3h00
Ouenghi Paillotes	313.0	43	4h00-5h00
Liliane	556.0	69.5	4h00-5h00
Canon	986.4	103.5	4h00-5h00
Dumbéa	968.0	90	4h30-5h30
Tontouta	233.6	36	4h30-5h30
Mont Mou	547.1	63.5	5h00-6h00
Humboldt	1878.0	116.5	5h00-6h00
Ouinné 6	816.7	60.9	6h00-7h00
Montagne des sources	906.5	106.5	6h00-7h00
Ouéarou	620.5	85	6h30-7h30
Yate Usine	582.1	85	7h00-8h00

Tab. 46 : INTENSITES MAXIMALES HORAIRES DU SUD DE LA GRANDE TERRE ET TOTAL DES PRECIPITATIONS AU COURS DU CYCLONE ANNE

Le maximum pluviométrique horaires progresse du 12 Janvier à 18 h sur le Nord de la Grande Terre au 13 Janvier à 12 h sur le secteur Sud, à proximité de Yaté (fig. 76). Plusieurs cellules pluvieuses s'individualisent du nord au Sud, pas forcément axées sur les plus hauts sommets (Aval de la Iouanga sur la côte Nord-Ouest, en amont de la Tiwaka et de la Tchamba, ou encore sur la plaine des Lacs et Yate dans le Sud). Le Mont Panié (1000 mm en 48 h), habituellement très arrosé est largement dépassé par le Humboldt au Sud (1878 mm en 48 h). Ce dernier bat son propre record avec 1392 mm en 24 h le 12 Janvier 1988. Si le cyclone traverse la Grande Terre dans la matinée du 13 entre 5 h et 10 h, les maxima pluviométriques précèdent le centre du cyclone et sont enregistrés entre minuit et 6 h du même jour. A titre d'exemple, les hyétogrammes situés sur le bassin de la Thio ou à proximité (Kongouahou) enregistrent le maximum horaire entre 3 heures (Kouenthio et Kongouahou) et 5 heures à Kouaré (la représentation graphique des hyétogrammes est de 7 h le 12 Janvier à 7 h le 13 Janvier).

Les crues

Les fortes précipitations qui viennent d'être décrites ont provoqué des crues sur l'ensemble de la Grande Terre. Mais selon la trajectoire du cyclone et son aire d'influence, ces crues représentent ou pas un évènement hydrologique exceptionnel voire un record. Ce sont surtout les bassins du Sud du Territoire qui ont été les plus touchés par la rapide montée des eaux et la puissance des crues. Nombre de stations ont d'ailleurs été en partie ou totalement détruites au cours de l'évènement. Le bassin de la Thio enregistre dans la matinée du 13 Janvier son maximum absolu avec 3650 m³.s⁻¹,

atteint en 18 h et 30 mn. Le volume ruisselée correspondant est de 126.6 Mm³. Si la quasi totalité de la montée de crue a été réellement enregistrée et le maximum de crue évalué à partir des laisses de crue, la décrue a été déduite des valeurs de la Ouenghi. L'hydrogramme n'en demeure pas moins très proche de la réalité.

L'examen des séries chronologiques et des principaux maximums de crues relevés sur la Thio, tant à St Michel (section de mesures) que plus en aval (ancienne échelle de St Paul), montre bien l'importance du cyclone ANNE, dont les plus hautes eaux ont très largement dépassé les valeurs maximales relevées aux échelles pour les cyclones GYAN et ALISON (fig. 78).

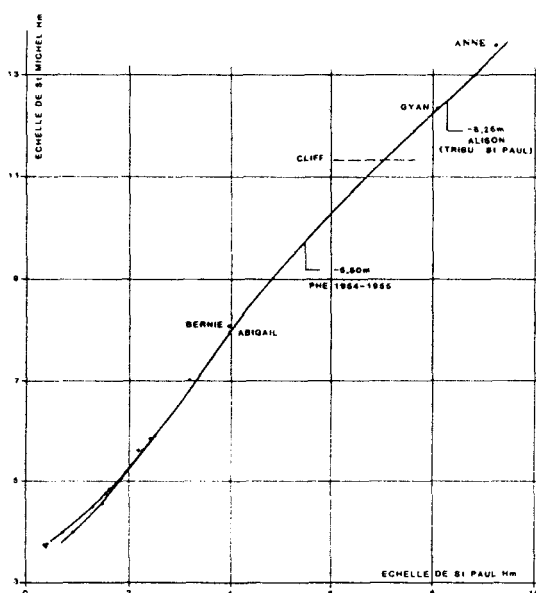


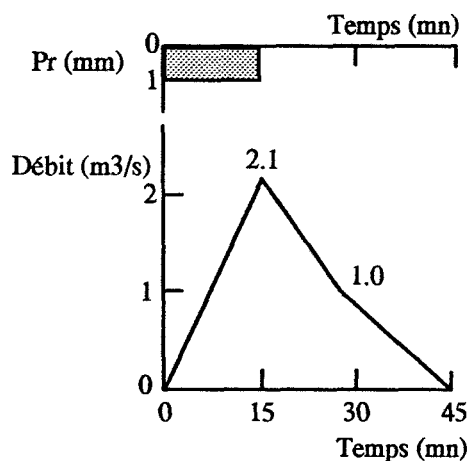
Fig. 78 : RELATION ENTRE LES ECHELLES DE ST MICHEL ET DE ST PAUL

La période de retour de la crue provoquée par le cyclone ANNE est d'ordre centennale.

Estimation par la méthode du modèle global de la crue sur le creek Jeanne et Marie pendant le cyclone ANNE

Une estimation du débit liquide d'un affluent torrentiel de la Thio (creek Jeanne et Marie) a été faite, celui-ci évacuant une grande partie des matériaux d'une lave torrentielle. L'application de la méthode du modèle global sur le petit bassin-versant (2.3 km²), permet la prédétermination de la crue exceptionnelle de Janvier 1988, à partir des précipitations. Ce modèle repose sur la théorie de l'hydrogramme unitaire (DUBREUIL P., 1974). Il tient compte à la fois de la capacité d'absorption du terrain (100 mm) et du seuil d'absorption maximale (4 mm en 15 mn) pour l'estimation de la

lame ruisselée lr , relative à la précipitation. Sachant que pour une précipitation unitaire de 1 mm en 15 mn, l'hydrogramme unitaire se présente comme suit, après avoir décomposé la précipitation en n averses unitaires, l'hydrogramme unitaire pourra être appliqué pour le calcul du débit.



Le débit maximum sur le creek atteindrait ainsi environ $45 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ soit un débit spécifique de $19565 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Estimation de la capacité de transport solide durant l'épisode cyclonique de Janvier 1988 et la lave torrentielle du creek Jeanne et Marie

L'estimation de la capacité maximale de transport solide, durant l'épisode cyclonique de Janvier 1988 repose sur la loi suivante, décrite par MEUNIER (1989):

$$Q_s = 6.3I^2 \cdot Q_l \quad \text{avec} \quad I = 0.21 \text{ soit } 21 \% \text{ (pente)}$$

$Q_s = \text{Débit solide}$
 $Q_l = \text{Débit liquide}$

Nous aurons ainsi, pour des débits liquides qui s'échelonnent de 10 à $50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, des débits solides allant de 2,77 à $13,89 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. La capacité totale de transport a pu être ainsi évaluée, pour la crue du cyclone ANNE, à une valeur de $342\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

. Le cyclone ESAÛ (3-5 Mars 1992) : Précipitations et crues

Le cyclone ESAÛ qui a traversé la Grande Terre entre Poindimié et Bourail, a provoqué d'importantes précipitations et crues sur les bassins de la Tiwaka et de la Pouembout, notamment :

- l'inondation des basses vallées de la Pouembout et de la Koné,

- de nombreux glissements de terrain sur la route Koné-Tiwaka et sur l'ensemble des bassins-versants,

Il faut ajouter aux conséquences hydromorphologiques, près de 130 cases endommagées ou détruites sur la côte Est, le village de Voh totalement sinistré et la destruction de cultures vivrières et agricoles à Hienghène et à La Foa plus particulièrement.

Trajectoire du cyclone ESAÛ (fig. 72)

Une zone dépressionnaire à 1000 hPa se creuse le 24 Février 1992 vers 170°E et 14°S à l'Est du Vanuatu, évoluant sous la forme d'une dépression tropicale faible en direction de l'Ouest. Elle se renforce progressivement entre le 26 et le 27 Février, traversant alors les Iles Banks au Nord de l'archipel du Vanuatu. La pression, au centre de la dépression, est estimée à 986 hPa le 27 Février à midi. Le centre météorologique de Nandi le baptise alors "ESAÛ". Elle atteint le stade de dépression tropicale forte (vents moyens de l'ordre de 50 noeuds) en fin d'après midi (980 hPa le 27 à 12h00 T.U.). Sa trajectoire quelque peu originale (remontée vers le Nord-Ouest), l'amène au Sud des Iles Salomon le 29 Février. Enregistrant régulièrement une baisse de pression (975 hPa le 28 à 00h00, 970 hPa le 28 à 12h00 et 925 hPa le 29 Février à 00h00 et 12h00 T.U.) et un renforcement des vents, elle atteint le stade de cyclone tropical. Elle effectue au cours de la journée du 29 Février une boucle entre 159° et 160°E et 13°30' et 14°30'S que les météorologues attribuent au relâchement des flux directs au niveau de 500 hPa. Dès le 1er Mars, le cyclone prend une direction Est-Sud-Est puis Sud-Sud-Est. Ceci le conduit, légèrement affaibli (945 hPa, le 3 Mars à 12h00 T.U.), à proximité de la côte Est de la Nouvelle-Calédonie, le 3 Mars.

Dans la nuit du 4 au 5 Mars, le cyclone ESAÛ traverse la Grande Terre depuis Poindimié jusqu'à Bourail. Epuisé lors de son périple terrestre, il évolue ensuite en tempête extratropicale à l'approche de l'île Nord de la Nouvelle-Zélande.

La pression et les vents

La pression est évaluée le 4 Mars 1992 à 945 hPa (00h00 T.U.) et à 950 hPa à 12h00 T.U., avant de traverser le Territoire. Le 5 Mars à 00h00 (T.U.), elle était estimée à 985 hPa sur la côte Ouest. Encore une fois, c'est plus par la violence, l'intensité des précipitations et ses conséquences hydrologiques et géomorphologiques que le cyclone ESAÛ s'est fait connaître. Il n'en demeure pas moins violent par la vitesse des vents dont le maximum instantané a été mesuré à Poindimié au milieu de la journée du 4 Mars avec 150 km.h⁻¹.

Les précipitations

Le passage du cyclone ESAÛ a apporté d'abondantes précipitations dans la région Tiwaka-Koné-Pouembout. Il est tombé en 48 heures, les 4 et 5 Mars 1992

PRECIPITATIONS DES 4-5 MARS 1992 (CYCLONE ESAÛ) SUR LE BASSIN DE LA POUEMBOUT

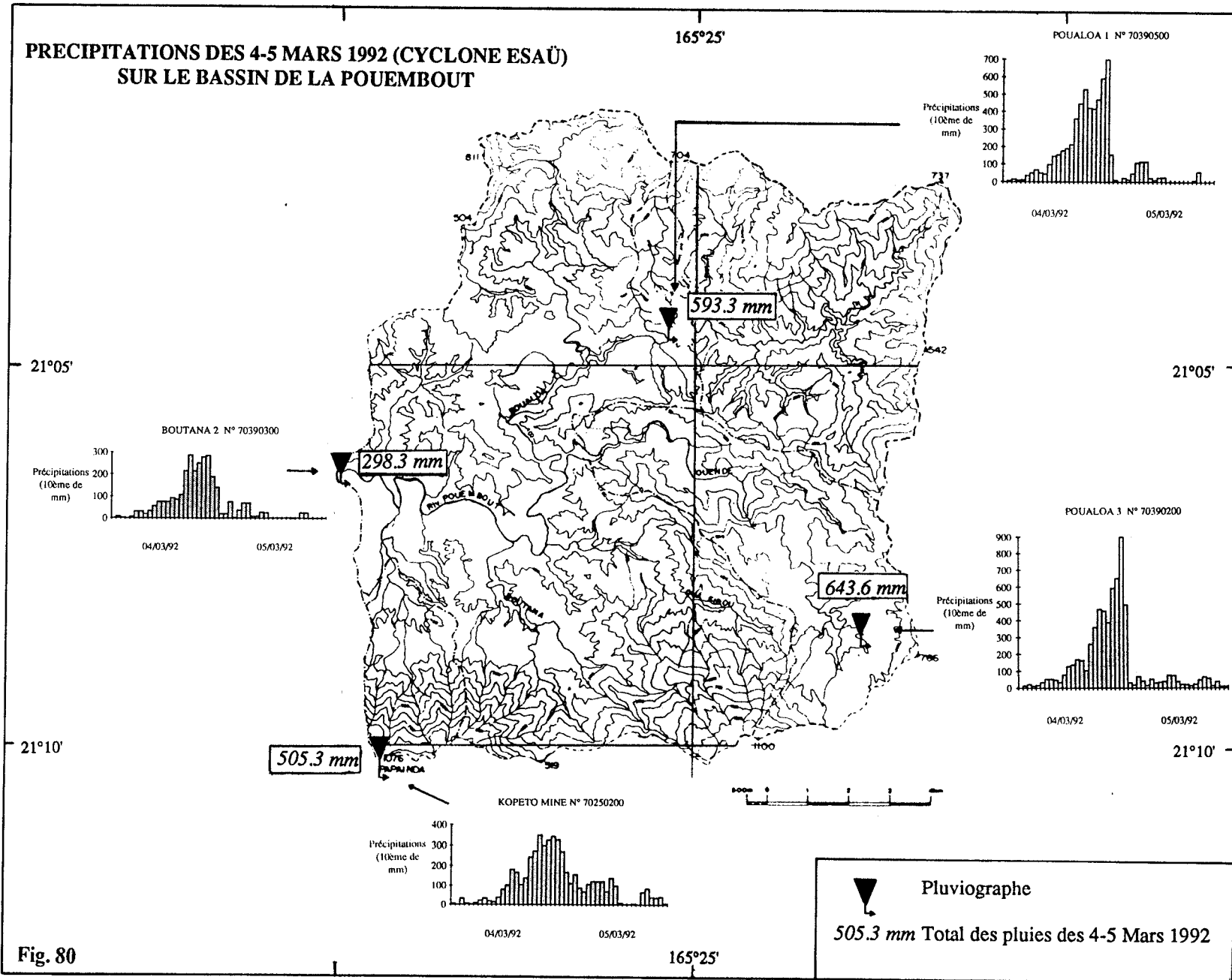


Fig. 80



plus de 298 mm à Boutana, 505 mm à Kopéto Mine, 593 mm à Poualoa 1, 644 mm à Poualoa 3 et près de 748 mm à Bopope, à l'intérieur de la Chaîne (fig. 80).

Les intensités maximales horaires s'élèvent à 140.3 mm.h⁻¹ durant une heure à Bopope (record enregistré en Nouvelle-Calédonie, cf fig. p.), à 90 mm.h⁻¹ à Poualoa 3, 70.9 mm.h⁻¹ à Poualoa 1, 35 mm.h⁻¹ à Kopéto Mine et 28.6 mm.h⁻¹ à Boutana.

Les crues

Les crues liées au cyclone ESAÛ présentent un record historique pour les rivières Tiwaka (1938-1992), Pouembout (1947-1992) et Népoui (1974-1992). Les fortes variations spatiales des précipitations expliquent que, pour des bassins relativement proches (Tchamba, Hienghène, et Koné par exemple), la crue du cyclone ESAÛ soit inférieure à d'autres crues cycloniques (ALISON, ANNE et celle de 1947-48 pour le bassin de la Tchamba distant d'à peine une dizaine de kilomètre du bassin de la Tiwaka).

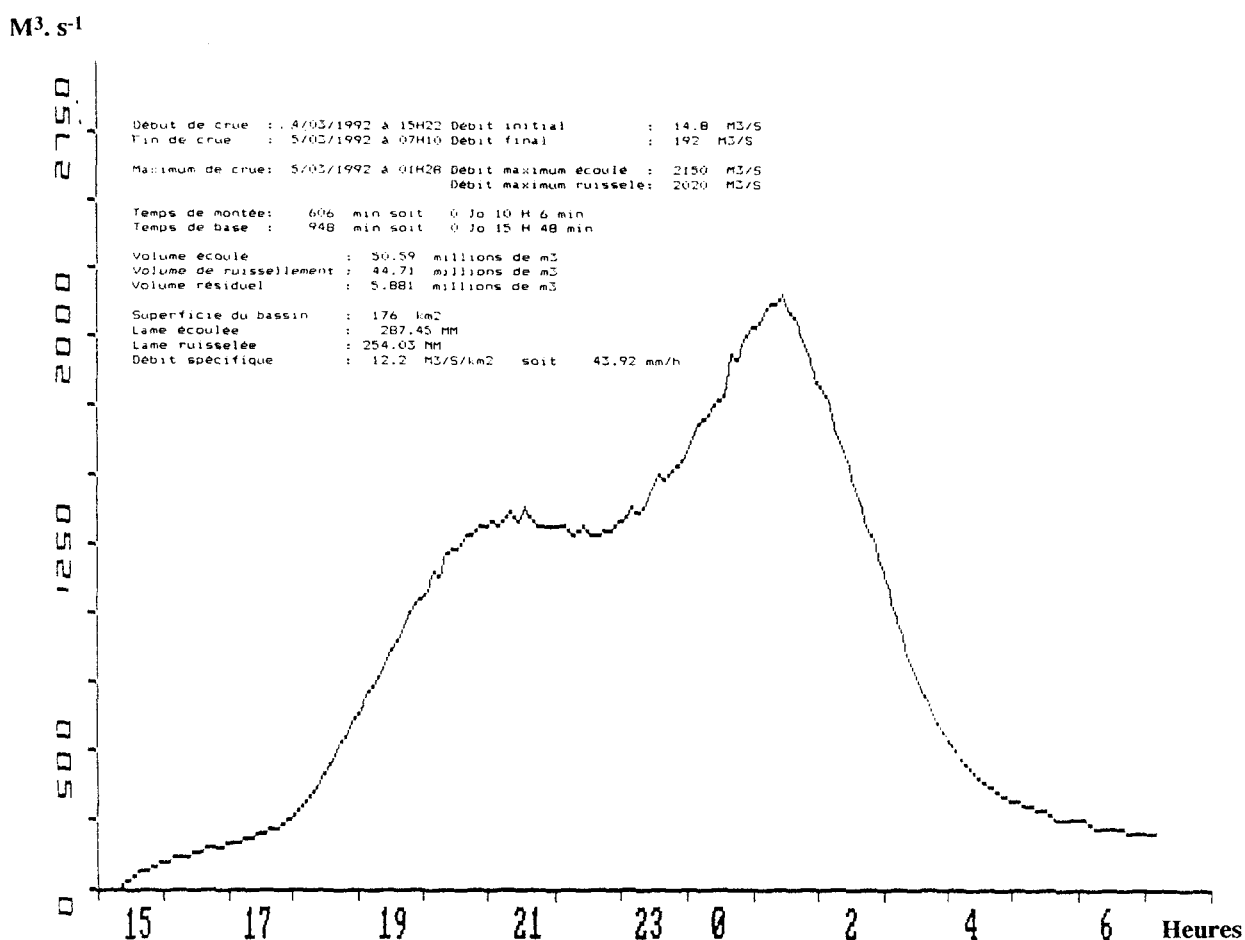


Fig. 81 : CRUE DES 4-5 MARS 1992 (CYCLONE ESAÛ) - POUEMBOUT A BOUTANA

Le maximum de crue du bassin de la Pouembout a été enregistré à 1h28 le 1er Mars 1992, avec $2150 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ soit $12216 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$, maximum atteint en 10 h et 6 mn seulement. Les rapports Q_{max}/V_r et $Q_{\text{max}}/S^{0.5}$ traduit la puissance de la crue, avec respectivement les valeurs de 48 et 162.1.

. Les averses orageuses des 17-25 Février 1990

Un glissement de terrain en amont du lotissement Berton s'est déclenché, dans la nuit du 24 au 25 Février 1990 à 1h30 du matin à la suite d'intenses précipitations orageuses. Le cyclone ANNE de Janvier 1988 avait toutefois fait prendre conscience aux autorités communales et aux habitants de la menace de ces instabilités sur le lotissement. Les premières manifestations de déséquilibre visibles sur des photographies aériennes de 1976, se réactivent en effet en 1988, à la suite du cyclone ANNE (glissement et coulée boueuse).

Les conditions atmosphériques

Alors qu'une cellule anticyclonique se situe entre l'Australie et la Nouvelle-Zélande au delà de 30° de latitude Sud, une zone dépressionnaire à faible gradient de pression s'organise au Nord du $20^{\text{ème}}$ parallèle. La Nouvelle-Calédonie est, de par ce schéma, soumise à un courant d'Est-Nord-Est très instable. Des averses orageuses provoquent d'abondantes précipitations sur la moitié Est et le Sud de la Grande Terre, au cours de la journée du 25 Février 1990 notamment. Cette situation atmosphérique varie peu du 17 au 25 Février.

Les précipitations

Les précipitations qui débutent vers le 17 Février, sont abondantes sur le secteur du Mont Dore, plus particulièrement au cours de la journée du 25. Le tableau (47) consigne, sur une période de 24 et 48 heures, les totaux pluviométriques de l'épisode orageux de la fin Février 90, ainsi que les valeurs correspondant à l'épisode cyclonique des 12-13 Janvier 1988 et les précipitations des 7-8 Avril 1992.

	Mt Dore Pépinière		Plum		Mt Dore Mille	
	Pr (24 h)	Pr (48 h)	Pr (24 h)	Pr (48 h)	Pr (24 h)	Pr (48 h)
12/01/88	158.0	259.5	237.0	285.7	-	-
13/01/88	101.5		48.7		-	-
24/02/90	67.9	284.4	54.0	352.2	27.5	246.0
25/02/90	216.5		298.2		218.5	
07/04/92	404.0	426.7	432.0	450.0	333.5	351.5
08/04/92	22.7		18.4		18.0	

Tab. 47 : EPISODES PLUVIEUX INTENSES DANS LE SECTEUR DU MONT DORE

L'épisode pluvieux d'Avril 1992, pourtant le plus important en quantités journalières et sur 48 heures (période de retour supérieure à 50 ans contre seulement 15 ans pour l'épisode de Février 1990), n'a pas engendré d'instabilité de versants comme les deux épisodes précédents. Deux idées sont à tirer de cette information :

- le glissement de terrain déclenché en 1988 (premier site instable) n'a pratiquement pas rejoué en février 90 et en Avril 92 en raison des aménagements qui ont été conduit sur le site instable (conduite d'eau déviant, en amont du glissement, une partie des écoulements qui venaient saper la base du versant instable),

- le deuxième site instable (coulée) ne s'est pas réactivé en Avril 92 car l'alimentation en eau a été brutale, favorisant davantage le ruissellement de surface que l'infiltration. La recharge de la nappe de versant n'a probablement pas été suffisante pour déstabiliser le versant. Les précipitations du 25 Février étaient par contre précédées d'une période pluvieuse très importante, ce qui n'était pas le cas de celle d'Avril 92. Les jours qui précèdent l'évènement orageux du 25 Février enregistrent à Plum des totaux journaliers compris entre 10 et 90 mm sur 5 jours (fig. 82). Ces fortes précipitations se répercutent sur la moyenne mensuelle. Ainsi, la station de Plum, qui a enregistré une hauteur mensuelle de 689.2 mm en Février 1990 présente un écart à la moyenne de 501.3 mm soit +267 %. Le caractère anormalement pluvieux du mois de Février, par rapport aux hauteurs mensuelles moyennes, l'est aussi pour les stations du Sud de la Grande Terre : +204 % à Yaté, +153 % à Ouénarou, +148 % à la Ouinné, +120 % à Nouméa.

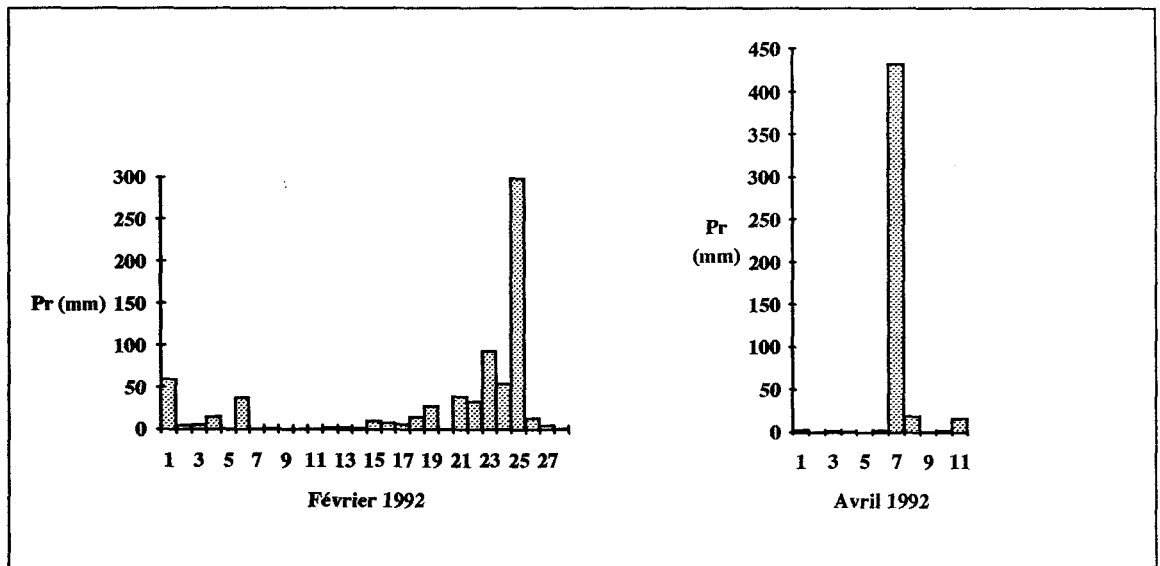


Fig. 82 : HAUTEURS DES PRECIPITATIONS JOURNALIERES DE FEVRIER 1990 ET DEBUT AVRIL 1992 A PLUM

Il ressort de ces études de cas que :

- de très fortes intensités horaires peuvent dans certaines conditions géomorphologiques être le facteur déclenchant des instabilités de terrain (lave torrentielle de Jeanne et Marie, mouvements de terrain du Kongouhaou, coups de cuiller sur le bassin de la Tontouta). Le matériau originel, très fracturé, présente, tout comme les formations superficielles de faible épaisseur qui le dominent, une macroporosité qui permet la circulation des eaux. Ces eaux se concentrent à la faveur de conditions topographiques favorables (léger replats sur un versants qui ralentie la circulation des eaux, concavité), et selon des axes d'écoulement préférentiels déterminés notamment par le système de fracturation de la roche.

- des pluies de plus faible intensité peuvent dans d'autres cas induire également des formes d'instabilité en favorisant l'infiltration des eaux dans les formations superficielles et la recharge des nappes de versant. Sur ces terrains, de très fortes précipitations se traduisent, au contraire, par un ruissellement de surface, et ne provoquent pas de mise en mouvement en raison d'une faible saturation des formations superficielles (mouvement de terrain du Mont Dore).

I.2.2 ANTHROPISATION DU MILIEU ET INSTABILITE DES TERRAINS

La mise en valeur des terres (exploitation minière à ciel ouvert et pratiques agricoles), qui parfois révèle ou accentue des contraintes naturelles latentes, perturbe la dynamique du système naturel.

I.2.2.1 LES CONDITIONS D'EXPLOITATION MINIERE ANCIENNE ET RECENTE EN NOUVELLE-CALÉDONIE

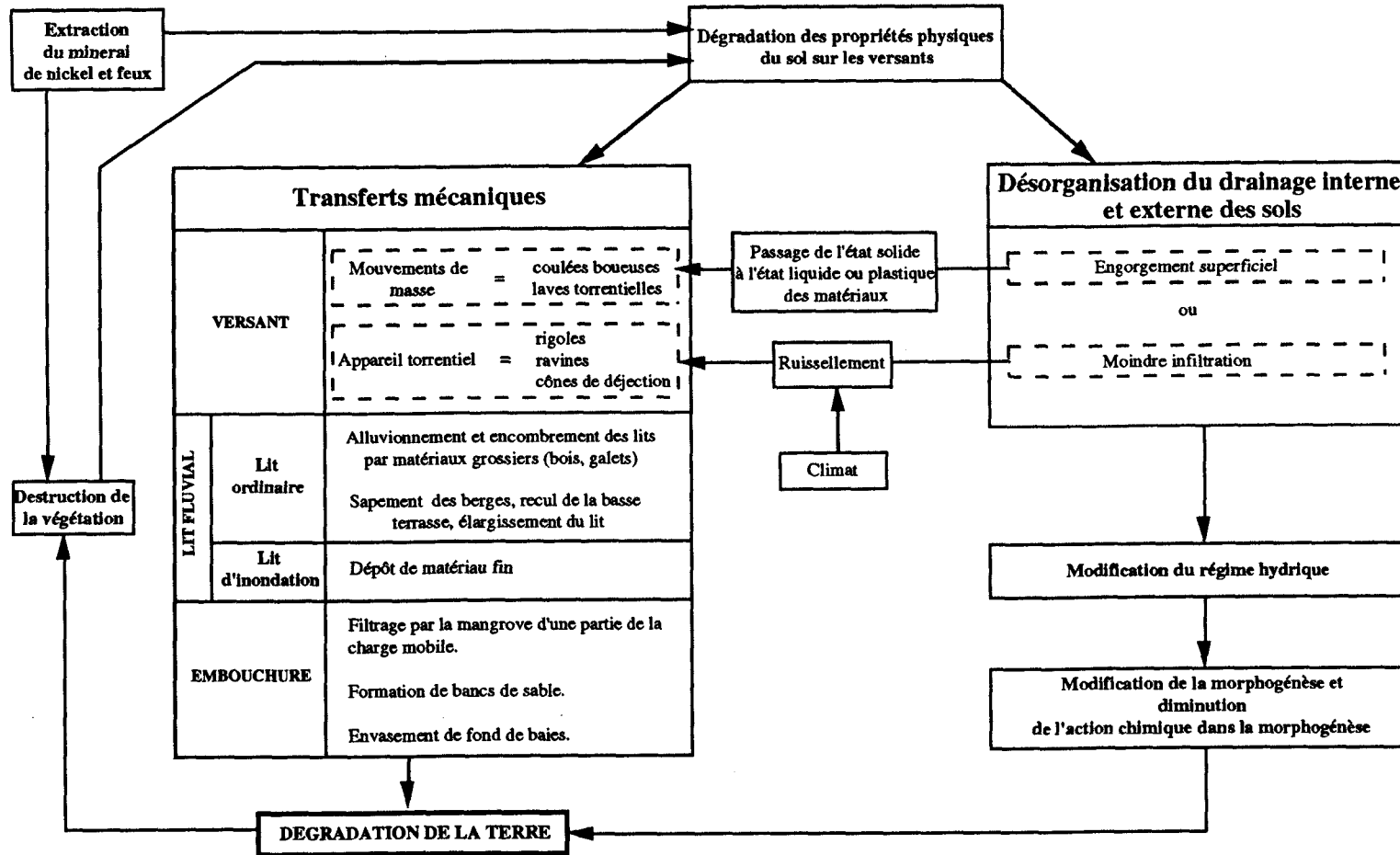
L'exploitation des ressources minérales, et plus particulièrement le nickel, constitue une part non négligeable du Produit Intérieur Brut de la Nouvelle-Calédonie.

Le nickel, comme quelques autres ressources minérales (chrome, cobalt, fer et magnésie), dérivent des processus d'altération des roches ultrabasiques. J. GARNIER, qui découvre en 1864 des roches vertes, riches en nickel, donne son nom à ces amas de "silicate magnésien hydratés nickélifères" : la "Garniérite".

Les conditions de gisement de ce minerai, dans la partie basse du profil d'altération (les teneurs allant de 2 à 5 % au niveau de la saprolite et de 10 à 15 % au niveau du "bed-rock" dans les fissures et les diaclases), confèrent à la mise en

Fig. 83

LES MECANISMES DE DEGRADATION DU MILIEU PHYSIQUE RESULTANT DE L'EXPLOITATION DU NICKEL EN NOUVELLE CALEDONIE.



exploitation quelques particularités dont les répercussions morphodynamiques peuvent être considérables si aucune mesure de protection n'est appliquée. Parmi les particularités de l'exploitation et les répercussions géomorphologiques qui lui sont liées, il faut retenir (fig. 83):

- l'exploitation à ciel ouvert qui induit une action plus efficace du ruissellement de surface et très souvent un accroissement des transports de fines vers les exutoires naturels ou anthropiques,

- une désorganisation de l'écoulement superficiel et du drainage interne (ruissellement remplaçant l'infiltration sur les plateformes minières, écoulement des eaux déviés parfois vers les versants et non les axes d'écoulement naturels),

- la mise en décharge des refus, non exploitables en raison des faibles teneurs en nickel de la partie supérieure des profils d'altération (1.3 à 1.6 %).

Les répercussions ne se limitent pas seulement à la zone d'exploitation minière et aux versants adjacents, mais au delà, aux rivières, par l'augmentation de la charge solide (alluvionnement de matériaux grossiers dans le lit ordinaire, dépôts fins dans le lit d'inondation) et parfois par le sapement des berges qui implique un recul de la basse terrasses ou la déstabilisation des versants. Le transfert mécanique des matériaux issus de l'exploitation minière peut se traduire à l'aval des bassins par un filtrage d'une partie de la charge solide par la mangrove (Thio et Ouenghi), la formation de bancs de sable (Ouenghi) ou l'envasement de fond de baies (Ouango).

. Les conditions d'exploitation avant 1975

Les conditions d'exploitation ont toutefois changé depuis l'ouverture des premières mines au XIX^{ème} siècle. Les gisements ont fait l'objet d'une exploitation dès 1875-76 par le creusement de galeries souterraines (région du Mont Dore et secteur Nakéty-Canala avec les mines Boa Kaine et Loire Doré), très vite relayées par des carrières (1888). L'extraction et le triage s'effectuaient alors manuellement, les "veines" à haute teneur en nickel (supérieure à 10 %), et proches de la surface étant les seules exploitées. L'impact sur l'environnement était alors assez limité, les exploitations du minerai, sous un épais manteau d'altération n'étant guère possible.

Avec la mécanisation des moyens de production après la seconde guerre mondiale (premier trommel en 1948, camions de 20 tonnes en 1949, première pelle diesel en 1950), et la possibilité d'exploiter des gisements plus profonds mais moins riches (2 à 5 %) dans les saprolites, le matériel résiduel (cuirasses, latérites et blocs non minéralisés) a augmenté considérablement. Jusqu'en 1975, en l'absence d'une réglementation minière, les latérites et les stériles rocheux étaient déversés sur les flancs de versant les plus proches des sites d'exploitation. En 1979, on comptait pour 1 tonne

de minerai marchand, 2.1 tonnes de produits stériles à mettre en décharge (dont 0.8 tonnes de latérites) et à une production de 1 million de tonnes correspondait le décapage de 22 ha.

Jusqu'en 1975, les conditions d'exploitation se sont révélées extrêmement néfastes, tant par les moyens employés (ouvertures et décapages au bulldozer) que par les méthodes d'exploitation (décharges incontrôlées, flancs et niveaux d'extraction non protégés). Les mines Bel-Air et Bornet, l'exploitation du complexe minier Plateau-Les Carrières-Wellington, situées en partie sur la bassin de la Thio, ont connu les différentes phases et méthodes d'exploitation et l'on retrouve encore dans le paysage, les cicatrices des anciens modes d'exploitation. Le décapage de sols en zone d'exploitation, la compaction des secteurs miniers par les outils utilisés, l'ouverture de pistes d'accès aux mines favorisent le ruissellement des eaux de surface et la concentration selon des cheminements préférentiels. Des écoulements concentrés peuvent ainsi se former et se déverser sur les flancs des massifs péridotitiques, sur les décharges de versant et contribuer de fait à la déstabilisation des milieux. La lave torrentielle du creek Jeanne et Marie, qui se situe en contrebas de la mine Bornet - Bel Air a été alimentée par des arrivées d'eau en provenance du secteur minier. Le système torrentiel qui se développe sur le versant Nord-Ouest du Mont Ningua est donc en partie lié à l'anthropisation du milieu.

Trois types de matériaux mis en décharges ont été différenciés d'après leur caractères physiques et mécaniques (GERY P.M., 1972), cette classification n'étant valable que pour les anciennes conditions d'exploitation :

- le refus des tritouts, caractérisé par des glissements superficiels ou profonds,
- les mélanges péridotites et latérites et les latérites seules sur lesquelles se développent des coulées de boues ou des formes de ravinement.

Le refus des tritouts présente, pour les anciennes mines, des dimensions très variables (80 à 1000 mm) à la différence des mines récentes où l'exploitation est associée à des concasseurs qui calibrent les éléments par la reprise des blocs de taille supérieure à 200 mm. Ce milieu macrograveleux et sans cohésion, mis en décharge sur les versants, semble stable jusqu'à un angle de talus qui voisine les 40°. La moindre perturbation, liée à la dynamique d'un cours d'eau (sapement de base) et à la circulation des eaux le long de la zone de contact refus / roche en place (diminution des forces de frottement), peut conduire à des mouvements de terrain de grande ampleur.

Les formes d'instabilité, relevées sur les décharges composées d'un mélange péridotites/latérites ou de latérites seulement, se manifestent également à la suite d'un sapement de la base de la décharge, la surface de discontinuité au contact décharge/versants pouvant servir de plan de glissement. Mais les eaux de ruissellement peuvent conduire aussi à une liquéfaction des latérites (coulées boueuses) ou à des formes de ravinement. Les limites d'Atterberg permettent de classer ces latérites comme des argiles plastiques à très plastiques :

Limite de liquidité (LL) 80 % sur sec
Limite de plasticité (LP) 58 % sur sec
Indice de plasticité (IP) $80 - 58 = 22$

Des essais de compressibilité à l'oedomètre ont montré par ailleurs une faible tendance au gonflement et une grande compressibilité du matériau.

. Les conditions d'exploitation après 1975

Après 1975, avec l'ouverture de grands gisements à fort recouvrement latéritique, des exploitants comme la SLN (Société métallurgique Le Nickel) ont conçu de nouvelles méthodes d'exploitation et de protection de l'environnement, beaucoup plus coûteuses mais efficaces :

- routes ouvertes à la pelle avec conservation d'un merlon de terrain naturel et mise en décharge des produits extraits (décanteurs en amont des barrages filtrants constitués de blocs rocheux). Si ces protections limitent les méfaits du ruissellement, l'ouverture des routes d'accès aux mines peut encore induire des glissements par la suppression du pied de talus (Kongouhaou).

- niveaux d'exploitation ouverts avec conservation d'un merlon de terrain naturel, bassins évacuateurs et barrages filtrants de blocs rocheux,

- produits latéritiques compactés et stockés en décharge sur des anciens niveaux d'exploitation, protégés de tout ruissellement amont et avec un talus aval constitué de stériles rocheux.

I.2.2.2 LA DEGRADATION DU COUVERT VEGETAL

. Evolution régressive du couvert végétal

La forêt dense humide, qui recouvrait la quasi totalité des terres avant l'arrivée de l'Homme, a été profondément modifiée par les défrichements que réalisèrent les premiers habitants pour des besoins de mise en culture. L'action répétée des feux a détruit la végétation protectrice du sol. Les défrichements se sont poursuivis avec l'arrivée des Européens pour le développement de l'élevage. Dans le même temps, des exploitations forestières anarchiques modifiaient le paysage forestier climacique. Il fallut attendre réellement les années 1950 en Nouvelle-Calédonie pour que les exploitations forestières se fassent de manière plus rationnelle afin d'éviter que la dégradation de la forêt n'atteigne le stade trop avancé de savane, sur les formations

géologiques sédimentaires ou le stade de maquis sur les formations ultrabasiques. Les exploitations anarchiques se produisent aujourd'hui encore aux Iles Salomon.

A partir du XIX^{ème} siècle, les exploitations minières entraînent également de vastes défrichements sur les terrains ultrabasiques par l'ouverture des mines à ciel ouvert et les prospections minières. La destruction du couvert végétal est souvent complète sur d'importantes surfaces (routes d'accès aux mines, plate-formes d'extraction minière, zone de sondage et aires de stockage des stériles).

Si la dégradation du couvert végétal est aujourd'hui en grande partie contrôlée dans le cas des exploitations forestières et minières, les feux incontrôlés constituent encore un véritable problème en Nouvelle-Calédonie ainsi que l'agriculture tant en Nouvelle-Calédonie qu'aux Iles Salomon. Les raisons actuelles des multiples incendies résultent essentiellement des pratiques agricoles (nettoyage du terrain pour le pâturage), d'actes "criminels" et plus rarement de l'activité minière (prospection et exploitation). A titre d'exemple, les formations dégradées par le feu, sur le versant Nord-Ouest du Mont Ningua, affectent la partie aval des bassins versants, autour des mines et sur les formations du Permien qui constituent grossièrement les zones d'élevage extensif (classification des images numériques SPOT p. 69). Les incendies se traduisent par une modification des formations végétales, un maquis secondaire à croissance lente et à régénération difficile se développant au détriment de la forêt climacique préexistante ou de la formation de maquis sur les terrains ultrabasiques par exemple. J.F. CHERRIER (1984) résume le mécanisme de l'évolution régressive du couvert végétal par le schéma suivant :

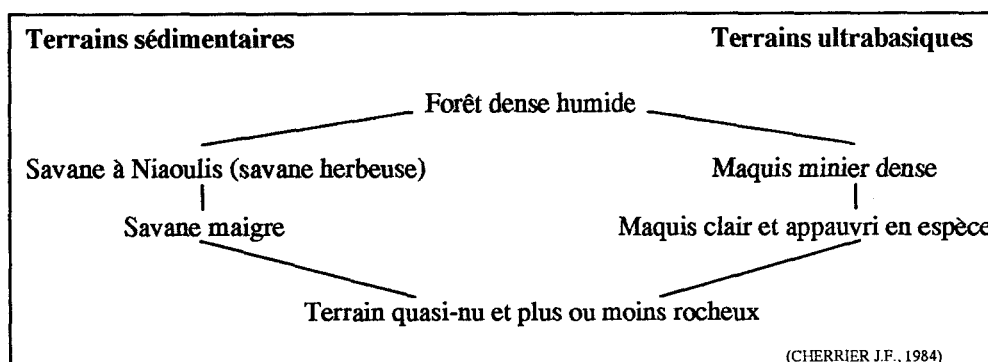


Fig. 84 : EVOLUTION REGRESSIVE DU COUVERT VEGETAL EN NOUVELLE-CALEDONIE

Les conditions micro-climatiques, édaphiques et biodynamiques limitent par ailleurs la reconstitution du tapis végétal, sur les zones d'extraction minière. A l'aridité du milieu en saison sèche se conjuguent de mauvaises conditions de nutrition minérale (carence en azote, calcium, potassium, éléments indispensables à la croissance des plantes; déséquilibre calcium/magnésium souvent très accentuées, richesse en nickel et

en cobalt qui confère aux sols une certaine toxicité) (JAFFRE T. et *al*, 1977). L'évolution du maquis minier est lente, même en l'absence d'agression (feux, exploitation minière ou forestière). L'évolution semble donc irréversible, à l'échelle humaine, car les sols, une fois décapés par les processus de ruissellement diffus ou concentré, ou par des phénomènes majeurs d'ablation (mouvements de terrain), ne peuvent dans les conditions morphoclimatiques actuelles se reformer. Il en est de même sur les formations sédimentaires de la côte Ouest où les lambeaux de forêts sont "fossiles", formés dans des conditions morphoclimatiques différentes, plus humides de celles qui prévalent de nos jours.

. Dégradation du couvert végétal et instabilité de terrain

Les conséquences des dégradations de la couverture végétale sur le bilan hydrique des formations superficielles et les instabilités de terrain qui en découlent sont variables, et dépendent des conditions géomorphologiques et pédologiques de chaque site.

Les actions de l'exploitation minière sur les instabilités de terrain ont déjà été présentées. Celles du feu restent difficiles à apprécier car variables selon les milieux morphopédologiques.

L'infiltration peut se poursuivre ou s'accroître dans certaines zones brûlées, comme les versants pentus, modelés dans les péridotites très diaclasées ou encore les replats sommitaux en domaine ultrabasique, qui présentent des caractères "karstiques" (dépressions fermées, diaclases), liés au mode de dissolution des minéraux.

Mais les feux peuvent aussi renforcer ou favoriser les effets du ruissellement par les modifications de certaines caractéristiques des sols (déshydratation des oxydes de fer, argiles cuites), ou tout simplement parce que le substrat est imperméable (formations du Sénonien).

L'agriculture peut être également facteur d'ablation lorsque le mode de défrichage, la préparation du terrain et les pratiques culturales ne sont pas adaptées au milieu. Lors du défrichage et de la préparation des terres, l'usage systématique des gros engins (bulldozer) sans ménagement de bandes naturelles (notamment sur pentes fortes supérieures à 15-20 %) favorisent le ruissellement de surface et l'ablation. Les pratiques culturales ne font qu'accentuer les processus : labours dans le sens de la pente de terrains laissés nus entre les zones de cultures; arrosage mal avisé des parcelles avec des arrivées d'eau massive sur les terres permettant le développement de formes de ravinement. Les activités agricoles peuvent être responsables du décapage des horizons superficiels humifères, mais également de l'ensemble du profil d'altération si des mesures de protection ne sont pas prises à temps. L'érosion est importante au moment de la préparation du sol et pendant les premières années de la croissance des plantes. Elle ralentit ensuite mais peut néanmoins se poursuivre si les pratiques culturales sont

mal adaptées (plantations dans le sens de la ligne de plus grande pente). Au cours des pluies cycloniques, les espaces entre les plantes deviennent alors des chenaux d'écoulement des eaux qui se chargent de matière en suspension ou en solution. TRUSTRUM N. *et al* (1989) précisent que si la pluie, l'angle de pente et la longueur de la pente sont les facteurs dominant qui contrôlent les mouvements de terrain et les inondations sur Guadalcanal, localement, les activités humaines peuvent exacerber ces aléas. Parmi celles-ci, les exploitations forestières et les mises en culture sont les plus importantes. Les opérations forestières auxquelles sont associées le tracé de routes et de pistes, induisent de nombreux glissements de terrain et un accroissement de la production de sédiment. Ils viennent alimenter la charge solide de la Nggurambusu et de la Mbokokimbo. Par ailleurs, les exploitations forestières s'accompagnent de refus de végétaux (arbres et arbustes) qui viennent grossir le flot des crues, former des embacles en amont des ponts et localement induire une élévation des hauteurs d'eau et d'inondation. Toutefois, leurs effets semblent faibles en comparaison des forts taux d'ablation et de ruissellement consécutifs aux fortes précipitations.

La lutte actuelle pour la réhabilitation des sites miniers et des sites instables en général devra donc nécessairement passer dans un premier temps par la volonté de réduire les processus morphogéniques avant de vouloir recoloniser ces terrains par la végétation.

Chapitre II

CARTOGRAPHIE DES ALEAS NATURELS

La cartographie des aléas naturels apparaît nécessaire compte tenu des nombreux enjeux économiques de la Nouvelle-Calédonie et des Iles Salomon, tant du point de vue agricole, qu'à ceux du patrimoine naturel, de l'aménagement spatial (voies de communication) et des habitations.

Les sols agricoles de bonne qualité ne constituent que 2 % du Territoire calédonien et la mise en valeur agricole de la plaine de Guadalcanal correspond à la première ressource de l'île et de l'archipel des Salomon. Ces terres subissent dans bien des endroits les inondations, aggravées quelquefois en Nouvelle-Calédonie par des apports de matériaux fins très peu fertiles, voire toxiques, en provenance des zones d'exploitation minière.

Le patrimoine naturel importe par ailleurs tant par ses particularités écologiques (endémisme de nombreuses espèces végétales ou animales) que pour le développement touristique des deux archipels. Il semble donc primordial de protéger l'environnement de ces pays, si leur développement économique doit passer en partie par l'attrait touristique que constitue le cadre naturel.

Les voies de communication sont importantes à la fois en Nouvelle-Calédonie et aux Iles Salomon en raison de la prédominance économique des deux grands centres urbains (Nouméa et Honiara) qui nécessitent le maintien de liaisons routières permanentes vers tous les villages et villes de la périphérie. Si le réseau routier se limite essentiellement aux plaines littorales, notamment celle du nord de l'île de Guadalcanal, le réseau est plus étendu en Nouvelle-Calédonie, incluant de nombreuses routes et pistes qui desservent les tribus clairsemées de la zone intérieure de l'île. Tel est le cas de la tribu de St Paul, située à proximité de Thio Village, qui fut coupée du reste du Territoire pendant quarante trois jours en 1988, lors du cyclone ANNE. Les réseaux routiers demeurent en de nombreux points vulnérables : la route territoriale 1 (RT1) qui dessert toute la côte Ouest traverse plusieurs plaines d'inondations; la route qui relie Boulouparis à Thio est régulièrement coupée par l'accumulation de matériaux de la lave

torrentielle du creek Jeanne et Marie, et par les sédiments charriés du creek Bel-Air; la RT2 qui relie la commune de Nouméa à celle du Mont Dore est fréquemment submergée par les crues de la Coulée; la route qui traverse la plaine de Guadalcanal a été profondément dégradée au cours du cyclone NAMU de Mai 1986 et deux ponts furent détruits. Le degré de gêne varie selon le type d'aléa : une submersion de quelques heures, même d'un itinéraire important, provoquera moins de difficultés que le glissement d'un tronçon de piste d'accès à une tribu isolée.

Les zones habitées sont également très sensibles aux aléas naturels. Les glissements de terrain touchent ainsi plus particulièrement la commune de Nouméa (formation de phtanites), les communes qui forment le Grand Nouméa (Dumbéa, Mont Dore, Nouméa et Païta) et la commune de Poindimié, pour lesquelles les zones de piedmont et les versants plus pentus sont progressivement urbanisés (glissement du Mont Dore en amont des lotissements Mille et Berton, collège de Poindimié). Les inondations concernent la plupart des agglomérations situées au débouché des vallées (Thio, Pouembout, Bourail, Koumac, Dumbéa, La Coulée,...) et la quasi totalité de la plaine de Guadalcanal. Des laves torrentielles ou des engravements peuvent aussi, très ponctuellement engendrer d'importants dégâts aux habitations (Tribu St Pierre à Thio; le village de Valembaimbai recouvert au cours du cyclone Namu par un flot de boue et de roches).

La gestion du risque se traduit généralement par une cartographie qui établit une taxonomie et une hiérarchisation des aléas naturels.

II.1 L'EVOLUTION DE LA CARTOGRAPHIE DES RISQUES MORPHODYNAMIQUES ET HYDROLOGIQUES

II.1.2 LES CARTES INFORMATIVES ET LES PREMIERS OUTILS REGLEMENTAIRES

Si les hydrologues et les climatologues ont acquis des séries de données assez longues pour prédire les périodes de retour des événements hydroclimatiques extrêmes, la prévision de l'aléa "mouvement de terrain" est avant tout spatiale bien que l'on fasse des recherches sur l'aspect temporel. L'évolution de la cartographie des risques morphodynamiques dépend de cette observation. Si les premières cartes se sont limitées à identifier et à localiser les phénomènes d'instabilité, très vite sont apparues les cartes de zonation du risque (HUMBERT M., 1977 et ANTOINE P., 1977).

II.1.2.1 LES CARTES "ZERMOS"

Cartes de synthèse, les cartes ZERMOS (Zone Exposées à des Risques liés à des MOuvements du Sol et du sous-sol) tiennent compte de l'analyse de "facteurs naturels permanents" (topographie, géologie, formations superficielles) et des "facteurs temporels présents ou passés" (précipitation, végétation, action de la sécheresse) qui sont à l'origine des instabilités. Elles présentent un zonage à l'échelle de 1/20000 ou 1/25000 qui exprime la hiérarchisation du degré d'instabilité des terrains. La définition du zonage, établi empiriquement, s'appuie sur les connaissances et les données acquises par des travaux de photo-interprétation, des tournées de terrain ou des analyses en laboratoire. La représentation graphique de la graduation qui est fonction du critère instabilité, adopte un minimum de 3 teintes différentes : le vert (aucune instabilité), l'orange (instabilité potentielle mais aucune précision quand à la nature et à l'ampleur du phénomène) et le rouge (instabilité réelle difficile à contrôler).

Ces cartes informatives, qui s'accompagnent d'une notice explicative, correspondent à la fois à des documents analytiques (localisation et nature des phénomènes) et des documents de synthèse (zonage).

Un des problèmes, inhérents à beaucoup de cartes qui nécessitent une interprétation de données diverses, relève du tracé des limites. Déjà souligné par ANTOINE P. (1977), CARRARA A. et *al* (1992) rappellent à travers quelques exemples de cartographie de localisation de mouvements de terrain et d'évaluation de l'aléa, combien les limites peuvent être incertaines. De nouvelles méthodes d'intégration de fichiers numériques au sein d'un système de traitement d'image ou d'un système d'information géographique, pourrait réduire le pourcentage d'erreur en appliquant des méthodes statistiques probabilistes par exemple. Encore faut-il que les données en entrée (cartes de facteurs) soient assez significatives et valables pour que la qualité de la carte d'aléa soit meilleure que l'appréciation subjective.

II.1.2.2 LES PREMIERS OUTILS REGLEMENTAIRES

. Les Plans de Surfaces Submersibles (P.S.S.)

Ces plans, dressés à 1/10000 ou à 1/25000 dans les zones rurales, et à 1/5000 ou à 1/2000 dans les zones urbanisées, s'appuyaient sur les limites des plus hautes eaux connues. Les plans distinguaient deux zones : une zone A, de grand écoulement (lit mineur du cours d'eau en général) où toute construction est interdite, et une zone B à faible vitesse d'écoulement où les constructions sont tolérées dans certaines conditions.

. Les Plans d'Occupation du Sol (P.O.S.)

Le P.O.S. peut intégrer ces cartes de zonage et les informations relatives aux aléas naturels (données géotechniques pour les mouvements de terrain, nivellement des laisses de crues pour les inondations, période de retour des crues...). Les zones inondables ont pu être parfois classées en zone ND (zones naturelles inconstructibles), en fixant des obligations de constructibilité (cote des constructions futures déterminées en fonction d'une crue de référence, obligation de construire sur pilotis dans les zones A à grand écoulement...).

Si la Nouvelle-Calédonie n'est pas encore dotée d'outils réglementaires complets concernant les risques naturels, il existe toutefois une réglementation datant du 8 Juin 1973, relative au permis de construire, qui reproduit les termes de l'article R-111-3 du Code de l'Urbanisme¹. Il faut ajouter à cette procédure deux autres textes qui régissent la construction et l'urbanisme : une délibération du 11 mars 1959 (n°74) concernant le Plan d'Urbanisme Directeur² (P.U.D) et le décret n°51-1135 du 21 Septembre 1951³ relatif aux lotissements.

Toutefois, les P.U.D. n'ont été réalisés que sur 3 communes (Nouméa, Koumac et Pouembout), une 4ème étant à l'étude (Mont Dore). La réglementation sur les permis de construire, qui ne s'applique qu'en zone urbaine, ne concernent pas les réserves tribales mélanésiennes et les zones rurales non agglomérées. La procédure d'approbation des zonages de risques (alinéa 2 de l'article R-111-3 du Code l'Urbanisme Métropolitain) n'a pas été repris. La procédure actuellement en fonction pourrait donc être complétée, notamment par l'approbation de cartes réglementaires de risques naturels. La démarche adoptée en France métropolitaine est actuellement celle des plans d'expositions aux risques. Des efforts de prévention doivent être menés. *"Il n'y aura de prévention efficace que si les lois existantes sont enfin respectées et si celles qui manquent encore sont tout d'abord promulguées, ensuite appliquées"* (H. TAZIEFF, 1983).

II.2.1 PRINCIPES ET OBJECTIFS DES PLANS D'EXPOSITION AUX RISQUES (P.E.R.)

Conduite par la Délégation aux Risques Majeurs (D.R.M.), leur mise en oeuvre qui intègre la notion de vulnérabilité, réunie à la fois des documents cartographiques d'information à l'échelle de 1/20000 et des cartes techniques à grande échelle. L'élaboration des P.E.R., rendus obligatoires par la loi du 13 Juillet 1982 (n° 82 - 600

¹ "Article 16 : Le permis de construire peut être refusé ou n'être accordé que sous réserve de l'observation de prescriptions spéciales si les constructions, par leur situation ou leur dimensions, sont de nature à porter atteinte à la salubrité ou à la sécurité publique".

Article 17 : La construction sur des terrains exposés à un risque naturel tel que : inondation, érosion, affaissement éboulement, peut, si elle est autorisée, être subordonnée à des conditions spéciales".

² Le plan comporte "un règlement qui fixe les règles et servitudes relatives à l'utilisation du sol, justifiées par les nécessités générales ou locales. Ces servitudes peuvent, le cas échéant, comporter l'interdiction de construire" (Délibération n° 74 di 11/03/1959).

³ Article 4 - alinéa 3 : Il peut interdire le groupe d'habitations et le lotissement si le terrain est impropre à l'habitation.

au Journal Officiel⁴) et son application du 3 Mai 1984 (n° 84 - 328 au J.O. du 06/05/1984), se décompose en 4 étapes :

- 1 - la carte de localisation des phénomènes,
- 2 - la carte d'aléa,
- 3 - le plan de vulnérabilité,
- 4 - et le plan d'exposition aux risques.

Notre recherche vise à intégrer de nouveaux outils (les méthodes de traitement d'image notamment) dans l'élaboration des deux premiers documents.

La première étape, étudiée précédemment, vise à situer l'extension des phénomènes, leur évolution, à indiquer les valeurs des paramètres connus (volume déplacés, hauteur d'eau sur des points singuliers, données géotechniques par exemples). Elle prépare l'établissement de la carte des aléas à travers les étude de détail et l'analyse des facteurs des différents types de mouvements de terrain. Elle peut indiquer aussi quelques éléments relatifs aux victimes et aux dommages.

La deuxième étape (carte de l'aléa) a pour objectif de montrer *"les manifestations potentielles des phénomènes en fonction de leur intensité et de leur fréquence, soit en reprenant des valeurs connues si elles sont jugées toujours valables, soit en recourant à une modélisation"* (GARRY G., 1987). Le principe consiste à confronter les facteurs explicatifs des mouvements de terrain actuels et passés et donc spatialement localisés à des cartes de facteurs d'une région homogène.

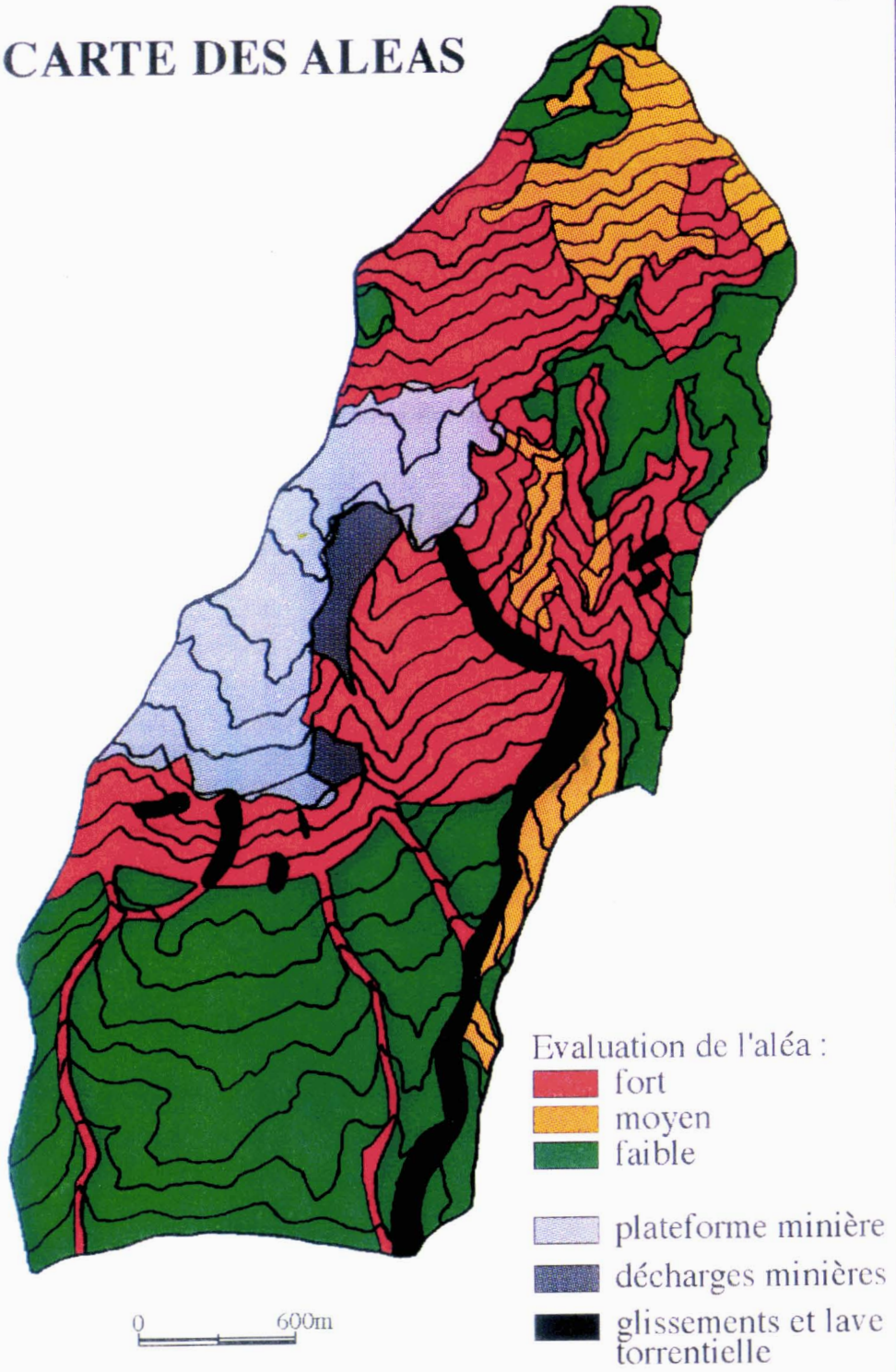
Les deux dernières étapes (plan de vulnérabilité et plan d'exposition aux risques) intègrent les informations relatives à l'occupation du sol, à la valeur des biens et des activités. L'échelle de travail est généralement celle du cadastre (1/5000). Le premier document cartographique traduit par l'intermédiaire d'une trame le degré de vulnérabilité (fort, moyen ou faible) de la zone d'étude, indique les dommages prévisibles, la population exposée, et précise la liste des établissements et équipements sensibles (hôpitaux, écoles...). Le P.E.R. exprime les choix en matière d'occupation de l'espace en précisant les zones inconstructibles (rouge), les zones constructibles sous réserve de recourir à des mesures de prévention (bleu) et les zones sans risques (blanc).

II.2 CARTOGRAPHIE DES ALEAS MORPHODYNAMIQUES SUR LE VERSANT NORD-OUEST DU MONT NINGUA

⁴ La loi n° 82 -600 du 13 Juillet 1982 relative à l'indemnisation des victimes des catastrophes naturelles prévoit que *"l'Etat élabore et met en application des plans d'exposition aux risques naturels prévisibles, qui déterminent notamment les zones exposées et les techniques de prévention à y mettre en oeuvre tant par les propriétaires que par les collectivités ou les établissements publics. Ces plans sont élaborés et révisés dans des conditions définies par décret au Conseil d'Etat. Ils valent servitude d'utilité publique et sont annexés au plan d'occupation des sols, conformément à l'article L 123-10 du Code de l'Urbanisme"* (Journal Officiel).

Fig. 85

CARTE DES ALEAS



II.2.1 METHODE CLASSIQUE DE CARTOGRAPHIE DE L'ALEA "MOUVEMENT DE TERRAIN"

La carte des aléas, document de base pour l'élaboration d'une carte des risques et du plan d'exposition aux risques tel qu'il a été défini en 1982 par le *Commissariat à l'étude et à la prévention des risques naturels majeurs*, s'appuie sur l'analyse des facteurs qui engendrent l'aléa, à partir de l'étude des mouvements de terrain anciens et récents. Après la phase analytique qui cherche à décrire et étudier les différents types d'instabilité et leurs facteurs, l'étape suivante réalise une synthèse et aboutit à la cartographie des aléas en définissant divers degrés d'instabilité potentielle des terrains, à travers une démarche intégrée.

Le principe de base consiste à confronter et à corréliser les différents types de mouvements de terrain existants, aux conditions d'apparition des instabilités, qu'elles soient "permanentes" (contexte topographique et géologique), ou "aléatoires" (fortes précipitations, drainage des terrains). Trois documents ont permis d'établir ici la carte des aléas : la carte des pentes, la carte géologique et la carte de densité du couvert végétal. Le zonage fait ainsi apparaître des secteurs soumis à des mouvements de terrain ou à des instabilités potentielles, et des secteurs stables (fig. 85).

Les différents types d'instabilité de terrain, plus ou moins induits par la mise en valeur intense du milieu peuvent en effet se produire en divers endroits. Si les décharges minières sont cantonnées sur certains versants, elles n'en demeurent pas moins d'importantes sources de matériaux qui, à l'occasion de très fortes précipitations, peuvent se déplacer, par ravinements ou glissements, puis sous la forme d'un transport solide, et alimenter par conséquent le creek Jeanne et Marie, en de nouveaux apports sédimentaires. Des laves torrentielles peuvent également se former en divers lieux, où se conjuguent de fortes pentes comprises entre 26° et 47°, un substrat de type péridotitique très diaclasé, un couvert végétal peu dense, et des apports d'eau superficielles ou souterraines intenses. Les versants, dominés par la mine Bel-Air, correspondent, notamment, à ce profil.

D'autres secteurs présentent un degré moyen d'instabilité, que ce soit des zones péridotitiques très pentues, mais à couvert végétal très dense ou des secteurs très pentus dans les formations de Permien, très peu protégés par un couvert végétal.

Des zones présentent enfin des caractéristiques qui n'induisent pas d'instabilité particulières telles les formations volcano-sédimentaires, peu pentues qui constituent la partie aval des bassins étudiés.

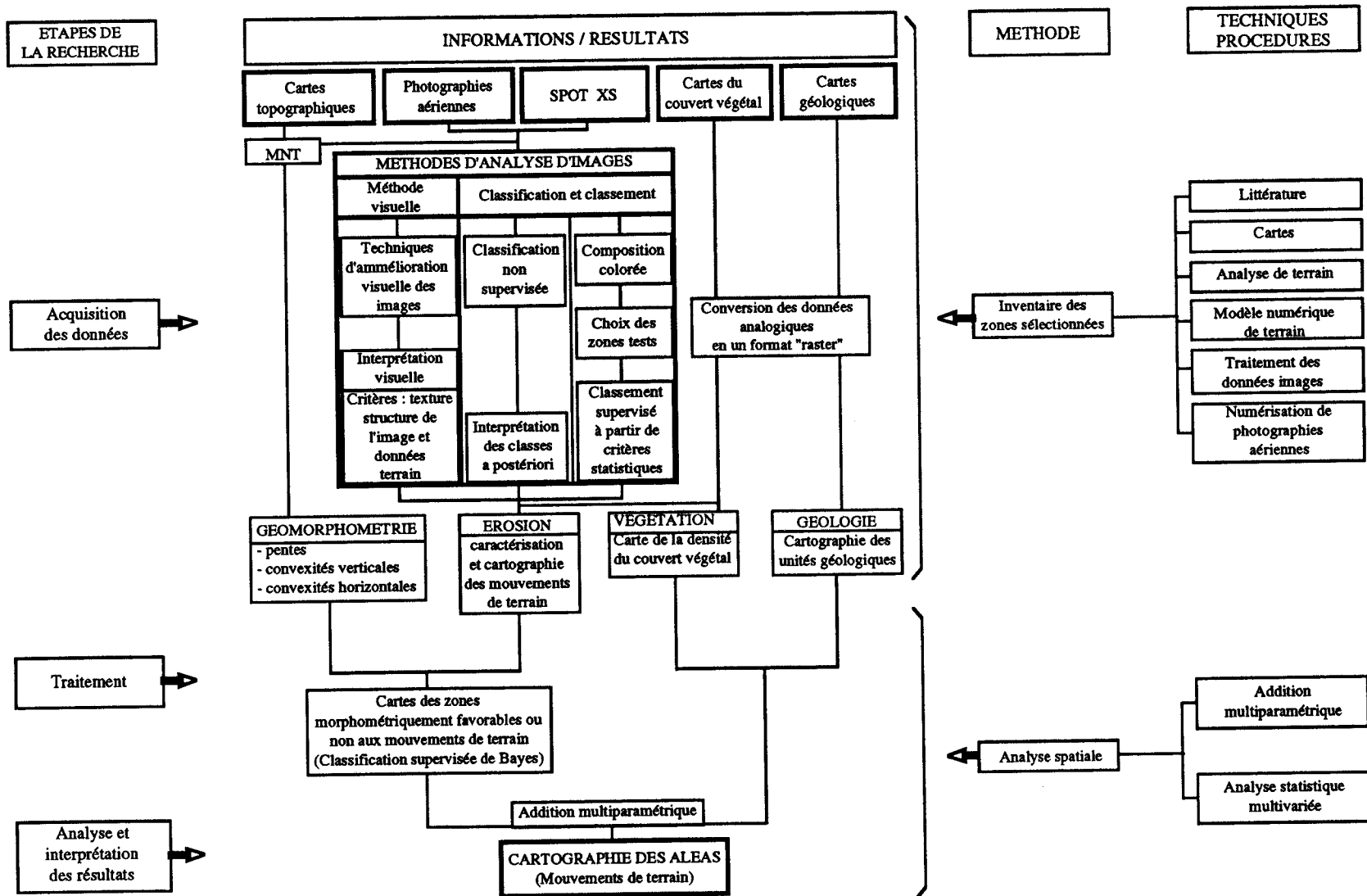
II.2.2. CARTOGRAPHIE ADDITIVE MULTIPARAMETRIQUE

Fig. 86

METHODE DE CARTOGRAPHIE AUTOMATIQUE DES ALEAS



232



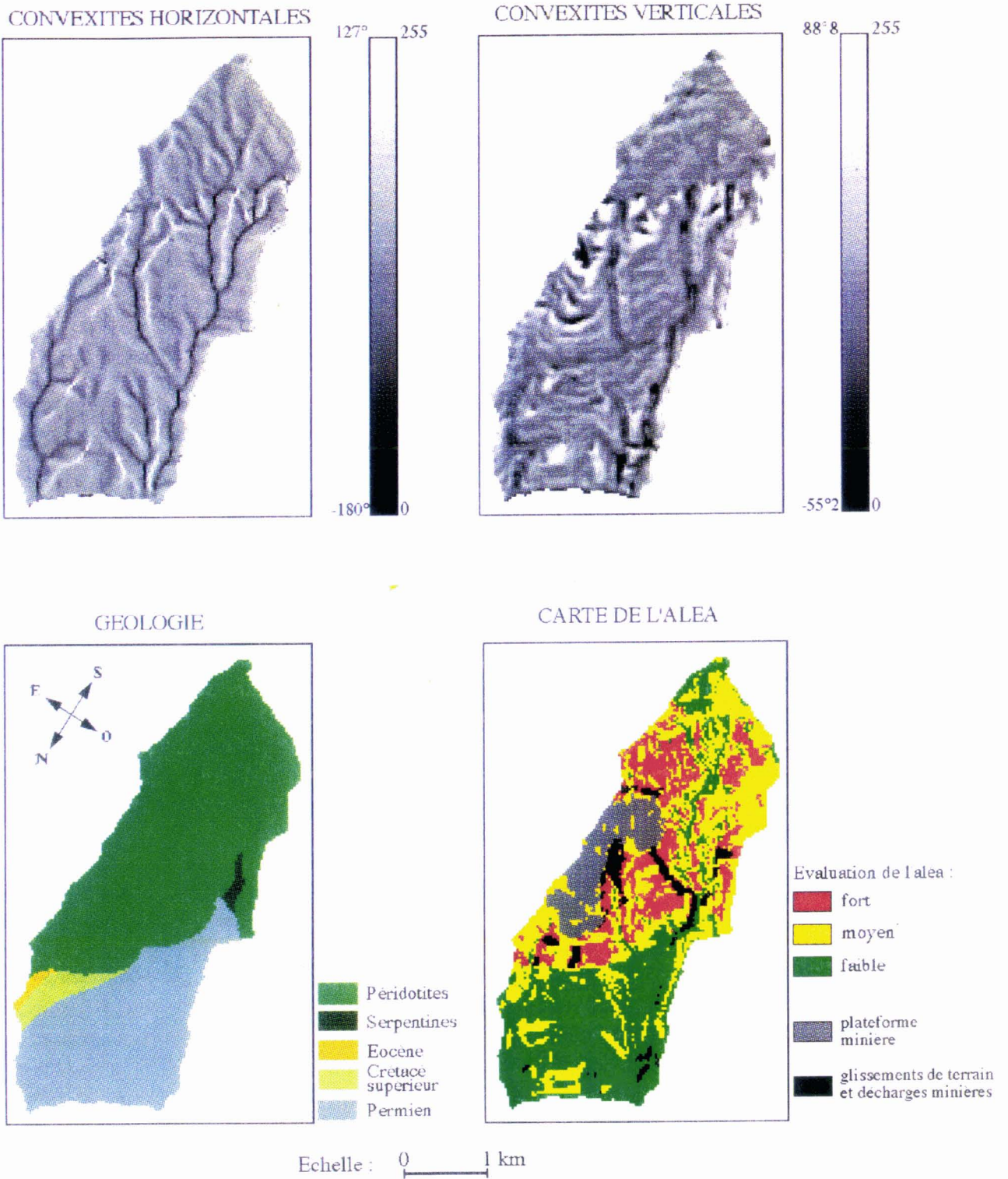


Fig. 87

EVALUATION DE L'ALEA "MOUVEMENT DE TERRAIN"
 SUR LE VERSANT NORD-OUEST DU MONT NINGUA
 (BASSIN-VERSANT DE LA THIO)

La méthode de cartographie semi-automatique multicritère, utilisée au cours de cette étude, se décompose en 3 étapes (fig. 86) :

- acquisition des données, sous format numérique, représentant les principaux facteurs susceptibles d'engendrer des glissements de terrain, ainsi que la carte de localisation des phénomènes d'érosion, établie à partir des données télédétection et complétée par le travail de terrain. Le codage matriciel de l'ensemble des données, correspondant à des éléments rangés dans un plan à deux dimensions, selon des lignes et colonnes, facilite leur intégration et leur combinaison. La qualité du codage doit être vérifiée afin d'éviter les mauvaises attributions, l'omission ou le rajout de polygones, les erreurs de formes et de position.
- évaluation spatiale de l'aléa à partir de ces différents paramètres;
- critique de la prédiction.

Parmi les fichiers en mode matriciel utilisés, les fichiers géomorphométriques rentrent dans la première étape qui vise à discriminer les zones morphométriquement favorables aux mouvements de terrain. Les fichiers utilisés représentent les valeurs de pente, les formes de versant selon la ligne de plus grande pente ("convexités verticales") et les formes de versant selon les courbes de niveau ("convexités horizontales") qui agissent sur la stabilité des terrains (cf. p. 132). Les échelles figurées à droite de chacune des cartes représentent d'un côté, les valeurs octets (codage de 0 à 255) et de l'autre, les valeurs réelles exprimées en degré ou dixième de degré. Les seuils topographiques de fonctionnement des différents mouvements de terrain inventoriés ont été précisés auparavant (p.133). L'objectif est maintenant de définir les zones présentant les mêmes combinaisons morphométriques sur l'ensemble de la zone. Ces zones d'égale combinaison morphométrique peuvent être considérées comme favorables aux instabilités de terrain.

L'évaluation de l'aléa consiste donc à définir, dans un premier temps, une carte des zones morphométriquement favorables ou non favorables aux mouvements de terrain. Un classement des données morphométriques (pentes, convexités horizontales et verticales dérivées du MNT) en fonction de la carte de localisation des phénomènes d'instabilité est ainsi réalisée en utilisant l'algorithme des probabilités conditionnelles. Cet algorithme s'apparente au concept plus général de méthode du maximum de vraisemblance. Les zones de référence utilisées pour le classement correspondent aux instabilités déclarées identifiées à partir de l'imagerie SPOT et des photographies aériennes (p. 69). La méthode définit pour un pixel la probabilité d'appartenir à la classe "zones morphométriquement favorables aux instabilités de terrain". Autrement dit, étant donné un seuil de probabilité dit seuil de rejet, le programme réalise pour les zones de référence (les mouvements de terrain inventoriés), un masque d'appartenance à la classe associée, ce qui revient à éliminer d'une classe les pixels dont les fréquences sont insuffisamment significatives. Chaque pixel est associé à la classe "zones morphométriquement favorables aux instabilités de terrain" ou est classé en rejet.

L'étape suivante vise à croiser le résultat de la classification (1 = zones morphométriquement favorables aux instabilités de terrain; 2 = zones morphométriquement peu favorables aux instabilités de terrain) avec les facteurs "géologie" (1 = péridotites et serpentines, 0 = autres formations géologiques) et "densité du couvert végétal" (1 = peu dense, 0 = très dense), et à définir, comme indiqué dans le tableau 48, trois niveaux d'instabilité (fort, moyen, faible à nul). Le choix de prendre en compte dans cette analyse les grandes unités géologiques et non les formations superficielles qui en sont dérivées, a été guidé par le fait que les mouvements de terrain identifiés dans le secteur sont très étroitement liés au substrat rocheux : influence de la fracturation sur la lave torrentielle du creek Jeanne et Marie et sur les autres mouvements de même type; formations superficielles faiblement développées sur les versants affectés par les mouvements de terrain (sols peu évolués d'érosion ou sols ferrallitiques ferritiques rajeuni). Mais il en serait tout autrement si la même méthodologie devait être employée pour la cartographie des aléas morphodynamiques des piedmonts du domaine ultrabasique où les actions de l'érosion sont en étroite dépendance des formations superficielles (actions de l'érosion hydrique sur les formations de piedmont).

Le tableau ci-dessous présente les différentes combinaisons morphométrie-géologie-couvert végétal, et le degré d'instabilité qui en est dérivé (très instable, instabilité moyenne, instabilité faible à nulle). Les couleurs attribuées à ces trois degrés d'instabilité sont celles employées par la procédure ZERMOS (rouge, orange et vert).

Combinaison morphométrie/érosion	Géologie	Densité du couvert végétal	Degré d'instabilité
1	1	1	3
1	1	0	2
1	0	1	2
0	1	1	2
1	0	0	1
0	1	0	1
0	0	1	1
0	0	0	0

3 = Très instable (Rouge)
 2 = Instabilité moyenne (Orange)
 1 et 0 = Instabilité faible à nulle (Vert)

Tab 48 : DEGRE D'INSTABILITE DES TERRAINS

II.2.3 COMPARAISON DES DEUX METHODES

La comparaison entre les résultats obtenus selon la méthode traditionnelle de cartographie des aléas et ceux de la cartographie semi-automatique par analyse multicritère fait ressortir une concordance entre les deux documents concernant les

zones de départ des phénomènes d'instabilité. Mais cette méthode ne tient pas compte des zones de parcours des matériaux (les laves torrentielles notamment), celles-ci devant être ajoutées ultérieurement à la carte.

La résolution spatiale du MNT peut être insuffisante pour permettre une différenciation morphométrique de certaines formes d'érosion de petites tailles.

Cette méthode doit par conséquent être envisagée plus comme un complément de l'approche multifactorielle traditionnelle qu'un remplacement de celle-ci, incluant des données issues des analyses de laboratoire et des études de terrain. Elle présente toutefois l'avantage de développer des pré-cartes d'évaluation de la stabilité des terrains en un temps réduit. Cette carte peut servir aussi à identifier les zones où des investigations de détails peuvent être conduites sur le terrain.

Après l'identification des zones productrices de sédiments et la présentation d'une méthode pour l'évaluation des zones potentiellement instables, il convient d'analyser le devenir des matériaux enlevés sur les versants et en essayant de quantifier les transports solides.

Troisième Partie

LES TRANSPORTS SOLIDES

La quantification de l'érosion passe par une évaluation sur une assez longue période des transports solides, qu'il s'agisse des exportations en suspension, du charriage, ou des flux des matières dissoutes.

Les transports solides en suspension, qui seront étudiés sur les bassins de la Ouenghi et de la Pouembout traduisent notamment le rôle de l'érosion hydrique sur les versants. Il s'agira d'analyser et de comprendre la répartition des flux particulières dans le temps et d'établir un bilan des flux de matières en suspension. L'étude permettra également de préciser l'influence des activités humaines, et notamment l'activité minière, sur les transports solides en suspension.

Les transports en solution qui caractérisent l'érosion chimique des roches sur les versants, vont permettre de saisir l'influence du substrat et du type de roches sur les taux d'érosion, et notamment la différence entre les roches ultrabasiques et les formations à charbon du Sénonien sur le bassin de la Pouembout. L'étude des transports en solution possède en cela une véritable signification morphodynamique.

Le charriage enfin ne sera perçu qu'à travers l'analyse globale des transports solides, par l'étude de l'envasement des retenues.

Il existe peu de données sur les débits solides en Nouvelle-Calédonie. Les mesures connues ne concernent que de rares événements cycloniques, très limités dans le temps. Une première approche du bilan général des transports solides, mais également de l'altération et de la sédimentation sur péridotite, a été tentée à partir de quelques mesures effectuées lors du passage des cyclones tropicaux Glenda en Mars 1967 et Brenda en Janvier 1968 (BALTZER F. *et al*, 1971; TRESCAZES J.J., 1975; BALTZER F., 1982). L'érosion mécanique spécifique était estimée à $20 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ à l'issue du bassin de la Dumbéa (210 km^2) dont les trois quart de la superficie sont constitués de roches ultrabasiques. Le bilan de l'érosion mécanique établi à partir des transports solides demande à être précisé par l'acquisition de nouvelles données et la constitution d'une série de valeurs plus longue. Une méthode, adaptée aux particularités hydrologiques des cours d'eau d'une île tropicale, caractérisés notamment par la rapidité des crues, va être suivie.

Chapitre I

LES FLUX PARTICULAIRES

I.1 LES METHODES ET LES OBJECTIFS

I.1.1 LES SITES DE MESURE ET LES OBJECTIFS

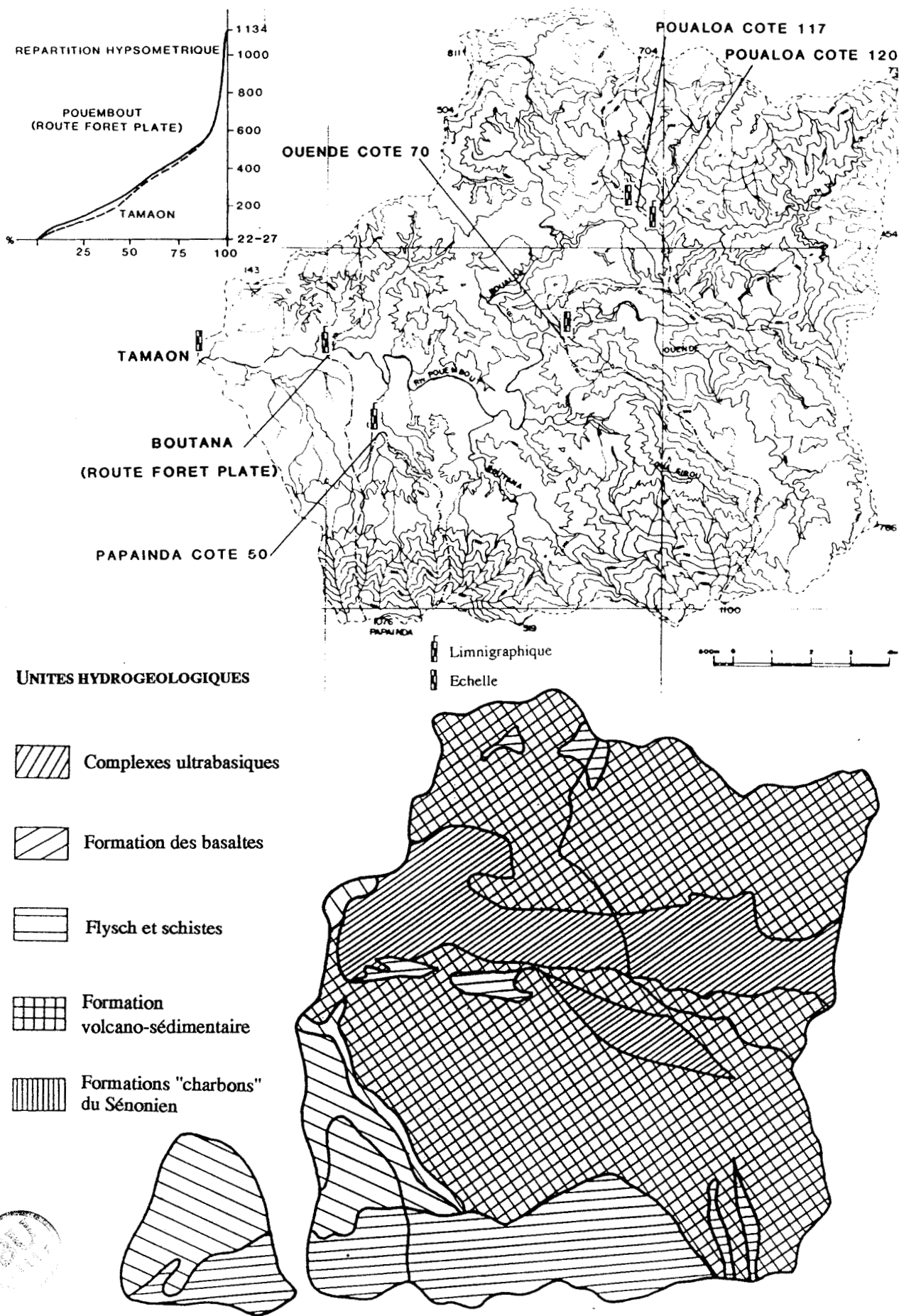
Le programme de mesures s'est déroulé dans deux secteurs distincts mais complémentaires :

- l'un à la sortie du bassin de la Ouenghi, en majeure partie sur roches ultrabasiques et ce, durant toute la période (1974-1982) de reprise de l'activité minière (exploitation minière modèle du Kongouhaou),

- l'autre sur la vallée de la Pouembout à vocation agricole affirmée, mais dont certains affluents drainent des horizons très vulnérables à l'érosion (formations terrigènes à charbons du Sénonien sur le sous-bassin de la Poualoo), comme d'anciens secteurs miniers (massif du Paéoua - ruisseau de la Mine), ou des massifs peu touchés (prospection du Kopéto Ouest - rivière Kopéto) ou épargnés par l'exploitation minière (Kopéto Est - rivière Papainda) (fig. 88).

Ces mesures avaient pour objectifs de suivre dans le temps l'évolution des quantités de matériaux solides transportés en suspension sur les rivières Pouembout et Ouenghi, et de distinguer les différents types d'apports alluviaux actuels et notamment l'influence de l'activité minière dans les transports solides en suspension. Les protocoles de mesures furent établis en fonction de ces deux principaux objectifs.

Fig. 88 : SITES DE PRELEVEMENTS ET DE CONTRÔLES SUR LA POUEMBOUT



Si la mesure des transports en suspension est une opération relativement aisée sur les grandes rivières tropicales à régime régulier, l'importance, la rapidité et la répartition dans le temps des crues en Nouvelle-Calédonie imposaient :

- des interventions et des mesures extrêmement rapides, alors que les conditions d'accès aux sites étaient parfois rendues difficiles (inondation de routes notamment),
- et plusieurs campagnes de mesures au cours de l'année.

I.1.2 LES PROTOCOLES DE MESURE

Seules les exportations de matières en suspension ont été réellement suivies durant plusieurs années et au cours des événements cycloniques les plus importants. La mesure des suspensions nécessite :

- des prélèvements réguliers en un point donné, et à proximité immédiate d'une station hydrométrique, en vue de la détermination des variations de concentration dans le temps,
- des mesures de débits solides associant des mesures de concentrations et des vitesses sur une section et pour des hauteurs données,
- et l'établissement des étalonnages débits liquides - débits solides.

Deux phases de mesure se dégagent de 1973 à 1982. Une première période menée par BAUDUIN D. (1973-1978) et BRUNEL J.P.(1977-1980), s'étale de Novembre 1973 à Octobre 1980. Elle a été consacrée en priorité aux étalonnages de la principale station de référence (OUENGLI RT1) pour l'évaluation des débits liquides et à des prélèvements ponctuels de bordure relativement fréquents. Ces prélèvements (10 litres d'eau en moyenne), flocculés avec l'acide chlorhydrique puis décantés, ont été filtrés, passés à l'étuve (105°C) et pesés au laboratoire du Centre ORSTOM de Nouméa. Les échantillons prélevés ont permis de suivre dans le temps les concentrations (= turbidités) au cours de chaque crue importante, et de détecter les éventuelles pollutions accidentelles liées à l'ouverture et à l'exploitation du gisement du Kongouhaou. Ils ont également permis de connaître l'origine des apports alluviaux actuels sur la basse POUEMBOUT par l'analyse chimique des matériaux en suspensions.

Une deuxième période (Novembre 1980 à Octobre 1982) va plus loin dans l'analyse (DANLOUX J.), en évaluant les débits solides en suspension par le relevé des concentrations et l'exploration des champs de vitesse pour une section mouillée (Fig.89). De nouvelles stations hydrométriques furent installées et étalonnées sur la Pouembout (Kopéto et Papainda).

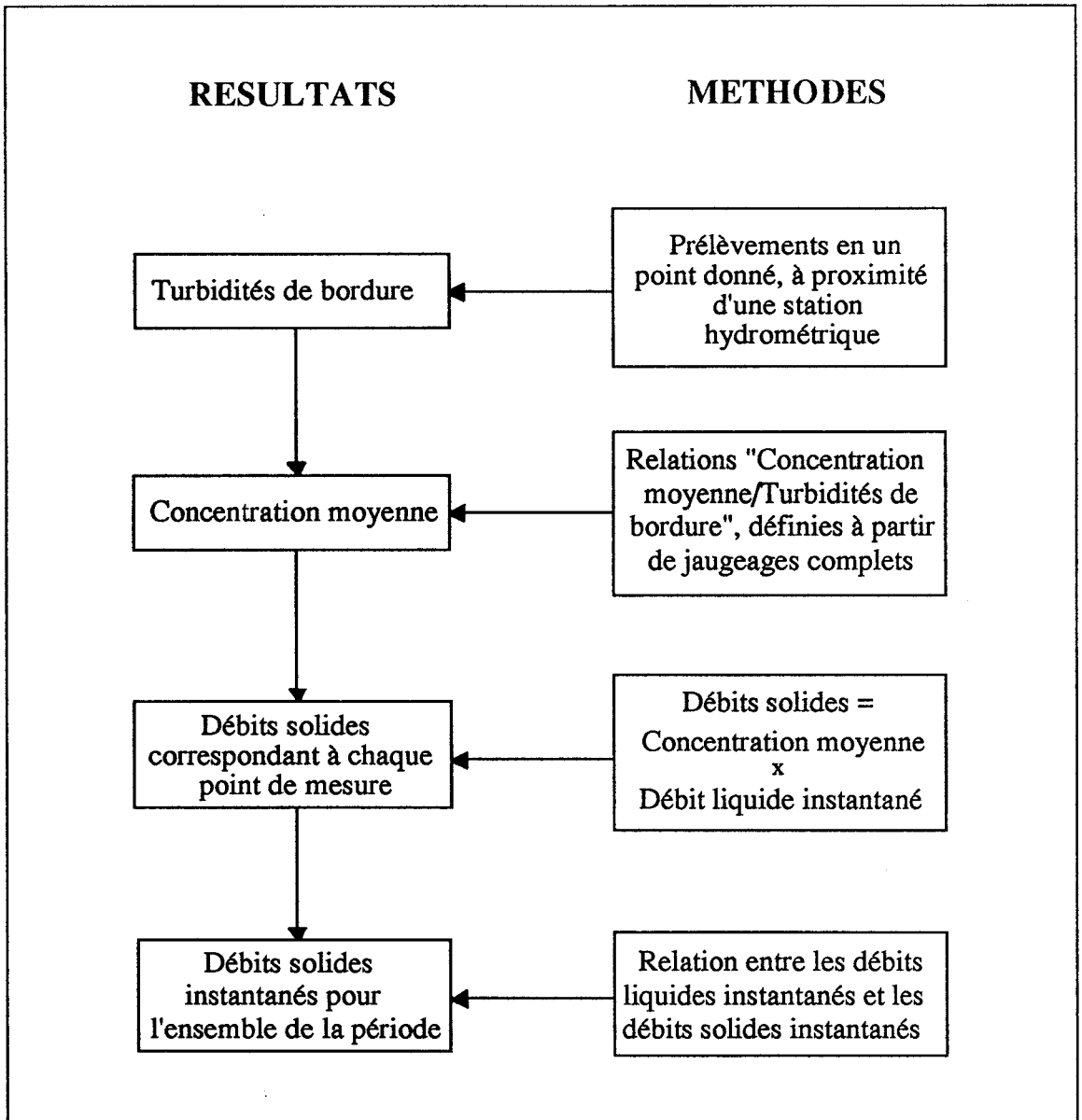
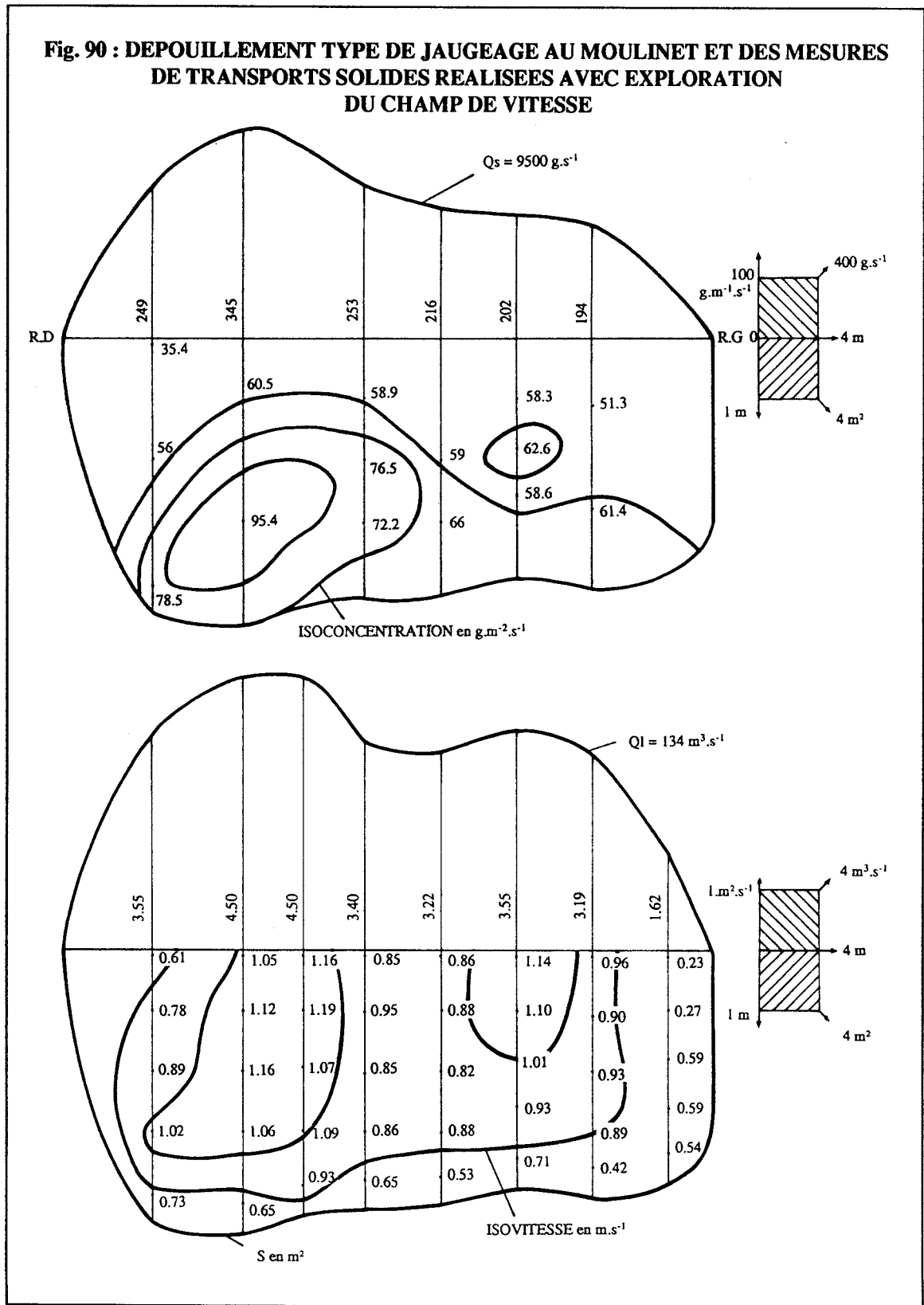


Fig 89 : METHODE D'ETUDE DES FLUX PARTICULAIRES DE DEUX RIVIERES DE NOUVELLE-CALEDONIE (OUENGLI ET POUEMBOUT)



Fig. 90 : DEPOUILLEMENT TYPE DE JAUGEAGE AU MOULINET ET DES MESURES DE TRANSPORTS SOLIDES REALISEES AVEC EXPLORATION DU CHAMP DE VITESSE



Le problème, quand à l'étude des transports solides sur les bassins-versants de pays insulaires à régime tropical océanique, réside donc en la rapidité des crues, principal vecteur de la charge sédimentaire. Avec des crues aussi rapides, il était difficile de procéder régulièrement à des mesures complètes du débit solide ou à des étalonnages multiples. On s'est attaché avant tout à assurer un maximum de prélèvements de bordure lors des crues, et à déterminer les relations entre la turbidité de bordure et les concentrations moyennes. Après le travail de suivi des mesures réalisé par le hydrologues du centre ORSTOM de Nouméa, il convient de présenter une synthèse sur les transports solides en suspension des deux bassins étudiés. Utilisée en d'autres lieux par l'*United States Geological Survey* (SIMMONS C.E., 1993), la méthode permet donc d'évaluer les débits solides des rivières à partir de mesures de turbidités de bordure, le calcul des concentrations moyennes, de quelques jaugeages complets et des étalonnages débits liquides-débits solides. Deux des étapes vont être rapidement présentées :

- les relations concentration moyenne et turbidités de bordure,
- et les étalonnages débits liquides - débits solides.

I.1.2.1 LES RELATIONS CONCENTRATION MOYENNE ET TURBIDITÉS DE BORDURE

Les plus fortes turbidités se trouvent généralement au fond du lit et les plus fortes vitesses en surface. Les débits solides les plus importants se retrouvent donc à mi-verticales. Des mesures complètes du débit solide ont été réalisées pour 4 des 5 stations de mesure (Ouenghi RT1, Pouembout Forêt Plate, Kopéto, Poualooa). De bonnes conditions de brassage (série de petits rapides) et un lit rocheux font que la station Papainda Cote 50 ne nécessita pas de mesures complètes.

. Ouenghi RT1 : relations concentration moyenne et turbidité de bordure

Les plus fortes variations spatiales des turbidités ont été relevées sur la Ouenghi, où les prélèvements étaient effectués directement en amont du rétrécissement de la RT1 sur des eaux de bordure partiellement décantées. Les concentrations les plus importantes se situent vers le 1/3 rive gauche de la section et au 1/3 de la verticale compté à partir du fond.

8 jaugeages plus ou moins complets ont été effectués entre les cotes 0.51 m et 3.70 m. Ils correspondent à des débits solides allant de 1.9 g.s^{-1} à 66 kg.s^{-1} , et à des concentrations moyennes de 2 à 231 mg.l^{-1} . Deux relations entre concentrations moyennes (C_m) et concentrations de bordure (C_b) peuvent en être dégagées :

$C_m = 2.11 (C_b - 33)$ pour l'échantillonnage rive droite effectué en cet endroit jusqu'au 31/10/80,

$C_m = 2.11 (C_b - 20)$ pour les échantillonnages rive gauche et pont effectués à partir du 01/11/80 (DANLOUX J., 1987).

. Les stations de mesure de la Pouembout : relations entre concentration moyenne et turbidité de bordure

Pouembout Radier route de Forêt Plate : Les neuf jaugeages, qui ont été effectués pour la Pouembout, entre 0.87 et 3.65 m (débits solides compris entre 8 g.s⁻¹ et 62 kg.s⁻¹), permettent d'adopter la relation suivante $C_m = 0.912C_b$.

Poualoo : Trois jaugeages, réalisés entre 13.71 et 14.39 m on permis de définir la relation $C_m = 1.76 (C_b - 10)$ pour la rivière Poualoo. Les turbidités maximales s'observent à mi-section et au 1/3 de la verticale à partir du fond.

Kopéto : La rivière Kopéto admet la relation $C_m = 1.00 (C_b - 12)$, après 4 jaugeages réalisés entre 0.39 et 0.86 m correspondant à des débits solides compris entre 18 mg.s⁻¹ et 5.0 kg.s⁻¹.

1.1.2.2 LES ETALONNAGES DEBITS LIQUIDES - DEBITS SOLIDES

Les concentrations moyennes (mg.l⁻¹) correspondant à chaque prélèvement de bordure ont été calculées à partir des diverses formules. Une deuxième étape a chiffré les débits solides (Kg.s⁻¹) en multipliant les concentrations moyennes aux débits liquides instantanés. Mais ces mesures sont ponctuelles, dépendant du nombre de prélèvements de bordure, la plupart du temps réalisés pendant les périodes de crues. Il semble donc nécessaire, afin d'obtenir des séries complètes de mesure de transports solides en suspension, en l'absence de prélèvements de bordure ou de jaugeages complets, de tracer des étalonnages débits liquides-débits solides. On admet, comme les mesures *in-situ* semblent le prouver, la variation quasi-simultanée des concentrations moyennes et des débits liquides. Dans le cas de la Ouenghi, les étalonnages ne sont valables que pour les débits liquides et solides transitant dans le lit mineur. Pour les très hautes eaux, en raison de la variabilité des concentrations entre la montée de crue et la décrue, on s'est appuyé sur les turbidités mesurées pour l'évaluation des débits solides.

. Les étalonnages de la Ouenghi

500 mesures de turbidités (prélèvements dans le lit mineur ou en bordure) ont permis la déduction des concentrations moyennes et l'évaluation des débits solides correspondants. A partir des débits solides en suspension et des débits liquides instantanés, 8 barèmes d'étalonnages ont été adoptés pour l'estimation des séries complètes de débits solides en suspension.

. Les étalonnages des stations de la Pouembout

Pouembout Radier route de Forêt Plate : 300 mesures de turbidité ont permis de distinguer 2 courbes d'étalonnage, utilisées ensuite pour la traduction des débits allant de 1976 à 1982. Par ailleurs, si plus de 100 mesures supplémentaires ont été réalisées sur la Pouembout en aval de la confluence avec la rivière Kopéto dans le but de différencier les types d'apports, aucune quantification des débits liquides et par là des débits solides n'a pu être possible.

Poualooa : 100 mesures de turbidité ont été effectuées au cours des années hydrologiques 1980-81 et 1981-82 en partir desquelles une courbe d'étalonnage a pu être dressée, valable de 1978 à 1982 pour deux sections de contrôle en raison de leur très grande stabilité (Poualooa cotes 117 et 120).

Papainda : 47 mesures (année hydrologique 1981-82) a permis d'établir un étalonnage, également utilisé pour l'année précédente.

Kopéto : Il en est de même pour la rivière Kopéto où l'on s'est servi de l'étalonnage établi pour l'année 1981-82 (87 mesures de turbidité).

I.2 REPARTITION DES FLUX PARTICULAIRES DANS LE TEMPS

Liés aux fortes irrégularités pluviométriques, les débits solides peuvent être quasiment inexistant pendant plusieurs années déficitaires et présenter de très fortes valeurs au cours de quelques crues. Ces événements hydrologiques favorisent alors une remobilisation plus ou moins complète des dépôts (déblaiement des accumulations sur glacis et piedmonts, sapement des berges).

I.2.1 IRREGULARITE INTERANNUELLE DES FLUX PARTICULAIRES

I.2.1.1 VARIATIONS DES DEBITS SOLIDES MOYENS ANNUELS ET DU TONNAGE ANNUEL DES SUSPENSIONS

Les débits solides moyens annuels et les tonnages annuels des suspensions nous renseignent sur la grande variabilité des flux particuliers de la Ouenghi et de la Pouembout.

Alors que le débit solide moyen varie de 0.01 à 10.80 Kg.s⁻¹ sur la Pouembout (Radier route Forêt Plate) entre 1975 et 1982, les tonnages annuels correspondants sont compris entre 300 t et 340 000 t. Les variations sont tout aussi importantes sur la Ouenghi : Débits solides moyens compris entre 0.07 Kg.s⁻¹ et plus de 8.23 Kg.s⁻¹; tonnages annuels compris entre 900 t et 260 000 t.

Année	Module Qm ³ .s ⁻¹	Débit maximal journalier Qm ³ .s ⁻¹	Débit solide moyen Kg.s ⁻¹	Tonnage annuel des suspensions (10 ³ t)
POUEMBOUT Radier route FORET PLATE				
1975-76	6.90	349	>3.88	123
1976-77	0.47	8	0.01	0.3
1977-78	1.41	71	0.17	5
1978-79	1.03	35	0.07	2
1979-80	1.12	30	0.10	3
1980-81	2.30	147	1.06	33
1981-82	6.69	730	10.80	340
POUALOA Cote 117				
1978-79	0.36	11	0.01	0.3
1979-80	0.39	11	0.01	0.3
1980-81	0.66	49	0.15	5
1981-82	2.13	233	4.04	127
OUENGHIRT1				
1973-74	12.10	1250	>8.23	260
1974-75	14.80	925	6.33	200
1975-76	14.50	934	3.27	103
1976-77	2.76	21	0.03	0.9
1977-78	7.58	401	1.44	45
1978-79	3.70	85	0.07	2
1979-80	4.22	52	0.12	4
1980-81	7.23	718	1.72	54
1981-82	11.30	821	1.92	61

Tab. 49 : BILAN ANNUEL DES TRANSPORTS SOLIDES EN SUSPENSION

Les irrégularités pluviométriques qui sont en relation étroite avec le nombre de perturbations d'origine frontale ou cyclonique sont considérablement amplifiées au niveau des ruissellements et des transports solides. Ainsi, pour l'année 1981-82 sur la Poualooa, le rapport entre le maximum journalier et le débit moyen annuel est de 109

pour les débits liquides ($Q_{lmax} = 233 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; module = $2.14 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) et dépasse 300 pour les débits solides ($Q_{smax} = 1250 \text{ Kg} \cdot \text{s}^{-1}$; module = $4.04 \text{ Kg} \cdot \text{s}^{-1}$).

1.2.1.2 L'IMPORTANCE DES CRUES DANS LA CHARGE EN SUSPENSION TOTALE

Les débits solides d'une année n'étant le plus souvent dus qu'à une forte crue, des relations assez nettes se dégagent par bassin et par période, entre suspensions annuelles exportées et débits liquides maximums journaliers.

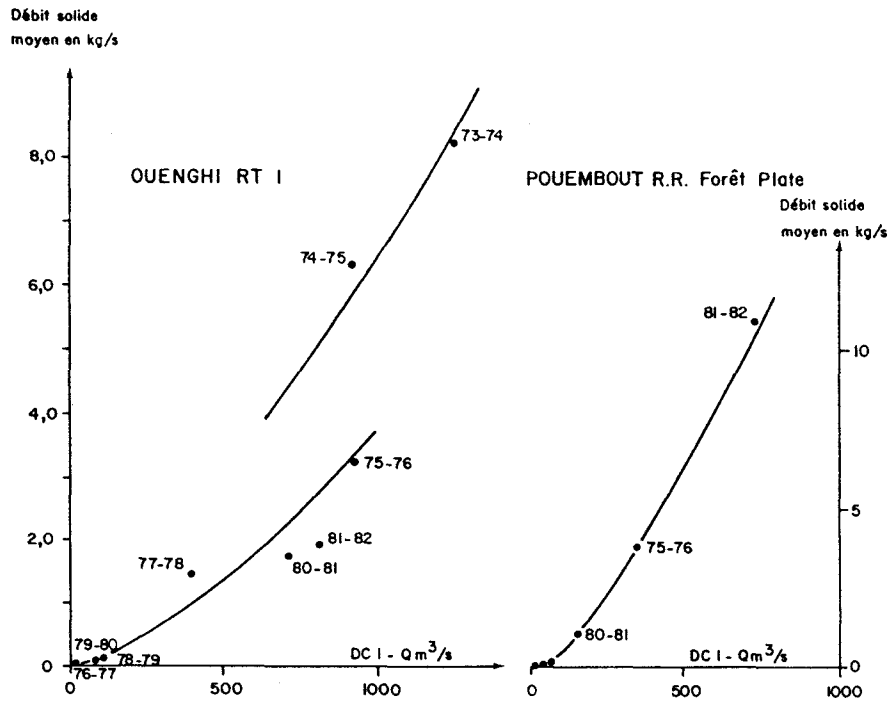


Fig. 91 : RELATIONS ENTRE DEBITS SOLIDES MOYEN ANNUEL ET DEBIT JOURNALIER MAXIMAL

L'importance des crues dans la charge en suspension totale est également illustrée par le tableau (50) qui exprime la part des transports solides des crues les plus importantes, dans la totalité des exportations en suspension de la Ouenghi, au cours de la période 1973-1982.

Station	10 premières crues	5 premières crues	Première crue	Période
Ouenghi	87.0	76.9	29.5	1973-74 à 1981-82

Tab. 50 : IMPORTANCE DES TRANSPORTS SOLIDES EN SUSPENSION DES PLUS FORTES CRUES DANS LES EXPORTATIONS TOTALES EN SUSPENSIONS (%)

Le tonnage évacué par les dix premières crues (soit environ 13 jours sur 9 années d'observations) correspond à 87 % de la charge en suspension totale évacuée au cours des 9 années de suivi, et celui des cinq premières crues à près de 77 %. La plus forte des crues (03-05 Février 1974) contribue à près de 30 % à la totalité des suspensions exportées.

I.2.2 IRREGULARITE MENSUELLE ET JOURNALIERE DES FLUX PARTICULAIRES

I.2.2.1 VARIABILITE MENSUELLE DES FLUX PARTICULAIRES

Les débits solides moyens journaliers (tab.51 à tab. 55) enregistrent leurs plus fortes valeurs au cours de la saison chaude et humide durant laquelle les crues les plus puissantes se forment généralement. Les valeurs sont très faibles ou nulles, selon les bassins-versants, pendant la saison fraîche et sèche. La restitution des eaux d'infiltration et les vidanges de nappe, peu favorable au transport en suspension, constituent alors la majeure partie du débit liquide.

Année	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	Qs moyen	T
1973-74	-	-	0.082	107	0.052	0.024	0.006	0.031	0.027	0.005	0.005	0.015	8.23	260
1974-75	0.118	0.010	0.023	0.834	70.7	2.42	0.230	0.153	0.040	0.049	0.051	0.033	3.66	200
1975-76	0.035	0.061	35	0.741	2.42	0.085	0.040	0.056	0.032	0.037	0.028	0.116	3.27	103
1976-77	0.032	0.028	0.047	0.057	0.018	0.014	0.011	0.039	0.019	0.025	0.019	0.016	0.03	0.9
1977-78	0.016	0.021	15.5	0.048	0.508	0.066	0.020	0.028	0.241	0.457	0.020	0.016	1.44	45
1978-79	0.012	0.012	0.089	0.063	0.027	0.024	0.037	0.035	0.474	0.054	0.020	0.015	0.07	2
1979-80	0.015	0.011	0.018	0.104	0.908	0.090	0.155	0.024	0.021	0.018	0.012	0.012	0.12	4
1980-81	0.011	0.015	0.027	19.5	2.36	0.071	0.032	0.027	0.016	0.011	0.011	0.006	1.72	54
1981-82	0.007	20.6	0.072	0.618	0.974	0.347	0.021	0.019	0.013	0.013	0.011	0.022	1.92	61

Tonnage (T) exprimé en milliers

**Tab. 51 : OUENGHI RT1 (DEBITS SOLIDES)
DEBITS MOYENS JOURNALIERS en Kg.s⁻¹**

Année	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	Qs moyen	T
1975-76	-	-	39.4	0.578	5.02	0.475	0.032	0.018	0.015	0.014	0.084	0.244	3.88	123
1976-77	0.000	0.029	0.021	0.027	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.004	0.013	0.008	0.3
1977-78	0.053	0.037	1.39	0.018	0.134	0.016	0.008	0.013	0.021	0.363	0.007	0.000	0.17	5
1978-79	0.001	0.027	0.565	0.028	0.152	0.014	0.014	0.012	0.010	0.001	0.000	0.000	0.07	2
1979-80	0.002	0.000	0.006	0.803	0.161	0.042	0.194	0.014	0.010	0.000	0.001	0.001	0.10	3
1980-81	0.000	0.000	0.006	0.666	11	0.910	0.016	0.014	0.002	0.000	0.000	0.000	1.06	33
1981-82	0.012	109	10.2	7.22	1.83	0.640	0.034	0.036	0.014	0.002	0.000	0.000	10.8	340

Tonnage (T) exprimé en milliers

**Tab. 52 : POUEMBOUT Radier route FORET PLATE (DEBITS SOLIDES)
DEBITS MOYENS JOURNALIERS en Kg.s⁻¹**

Année	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	Qs moyen	T
1978-79	000	000	0.073	0.008	0.038	000	000	000	000	000	000	000	0.01	0.3
1979-80	000	000	000	0.052	0.040	0.002	0.061	000	000	000	000	000	0.01	0.3
1980-81	000	000	000	0.044	1.79	0.014	000	000	000	000	000	000	0.15	5
1981-82	0.006	42.1	4.38	0.928	0.246	0.097	000	000	000	000	000	000	4.04	127

Tonnage (T) exprimé en milliers

**Tab. 53 : POUALOA Cote 117 (DEBITS SOLIDES)
DEBITS MOYENS JOURNALIERS en Kg.s⁻¹**

Année	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	Qs moyen	T
1980-81	000	000	000	0.005	0.052	0.001	000	000	000	000	000	000	0.005	154
1981-82	000	0.711	0.049	0.059	0.005	0.001	000	000	000	000	000	000	0.070	2194

T = tonnage exporté de suspensions

**Tab. 54 : PAPAINDA Cote 50 (DEBITS SOLIDES)
DEBITS MOYENS JOURNALIERS en Kg.s⁻¹**

Année	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	Qs moyen	T
1980-81	000	000	000	0.007	0.253	000	000	000	000	000	000	000	0.022	694
1981-82	000	1.1	0.077	0.479	0.070	0.005	0.001	000	000	000	000	000	0.143	4521

T = tonnage exporté de suspensions

**Tab. 55 : KOPETO Cote 55 (DEBITS SOLIDES)
DEBITS MOYENS JOURNALIERS en Kg.s⁻¹**

1.2.2.2 VARIABILITE JOURNALIERE DES FLUX EN SUSPENSION

L'interprétation est basée sur l'étude de quelques événements hydroclimatiques extrêmes.

La turbidité varie au cours d'une seule crue. La valeur maximale de turbidité ne correspond pas souvent avec le maximum instantané des débits liquides et se situe généralement en début de crue (Crue des 3-5 Janvier 1974) ou dans la montée de crue (Crue des 6-10 Janvier 1978 crue des 24-25 Décembre 1981). A débit égal, les turbidités sont plus importantes en phase de crue, qu'en phase de décrue. Cette différence s'accroît dès que le ruissellement de surface s'arrête. Ce déphasage classique entre débit solide et débit liquide est généralement expliqué par le fait que les premières eaux qui ruissellent prennent en charge la plus grosse partie des particules mobilisables, après quoi, le stock de particules exportables devenant faible, la concentration diminue fortement.

Les variations par ailleurs sont brutales. 13 échantillons, collectés au cours de la crue des 3-5 Février 1974 (cyclone ALISON) ont permis d'évaluer les turbidités de bordure, les concentrations moyennes puis les débits solides. Nous connaissons

également pour le même laps de temps les hauteurs d'eau en continue, que l'on traduit en débits liquides instantanés par une relation hauteurs-débits estimée à partir de divers jaugeages. Durant cette crue, 215 000 tonnes de matériau en suspension furent transportés au niveau du Pont de la RT1. La turbidité maximale enregistrée s'élève à 2149 mg.l⁻¹ à 23h15, en début de crue. Le prélèvement précédent, à 22h00, indiquait une valeur de turbidité de 68 mg.l⁻¹ seulement. Cette forte variation, plus importante que pour les crues des 6-8 Mars 1975, 24-25 Décembre 1981 et 6-10 Janvier 1978, s'explique par un apport supplémentaire important et brutal dans le cours d'eau, observé à proximité des mines du Kongouhaou (mouvement de terrain lié à l'ouverture d'une route d'accès au site minier). Pendant la phase de ruissellement de surface, l'examen des concentrations et des débits liquides instantanés correspondants, portés sur le même graphique (Fig.92), montre que les plus fortes concentrations se trouvent en crue, et ne correspondent pas avec le maximum des débits liquides. Ainsi, à 200 m³.s⁻¹ correspondent 2149 mg.l⁻¹, et à 1537 m³.s⁻¹, 752 mg.l⁻¹ seulement.

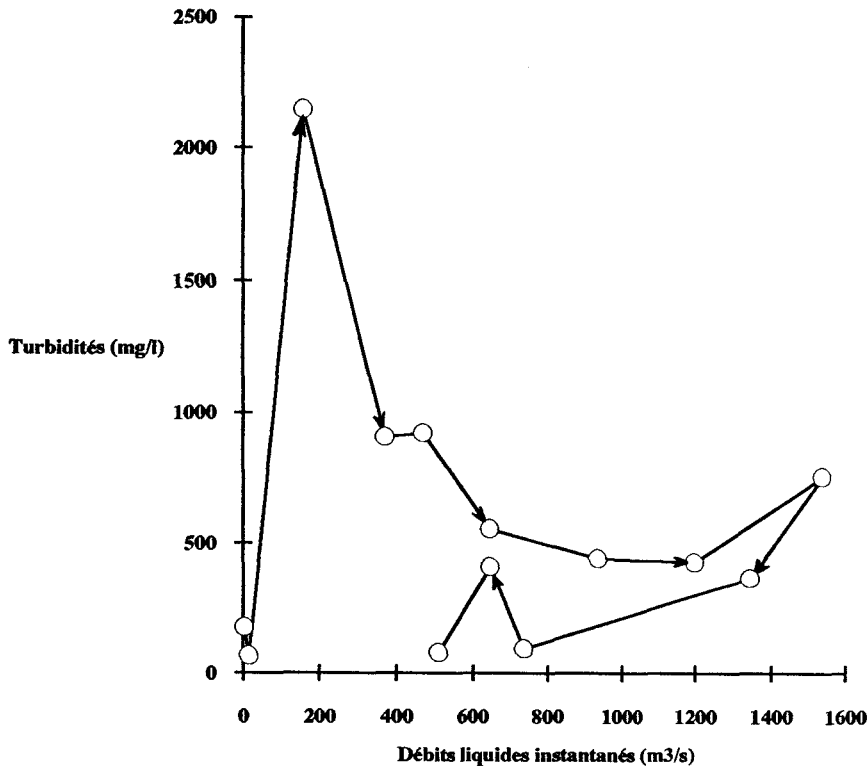


Fig. 92 : CRUE DES 3-5 FEVRIER 1974

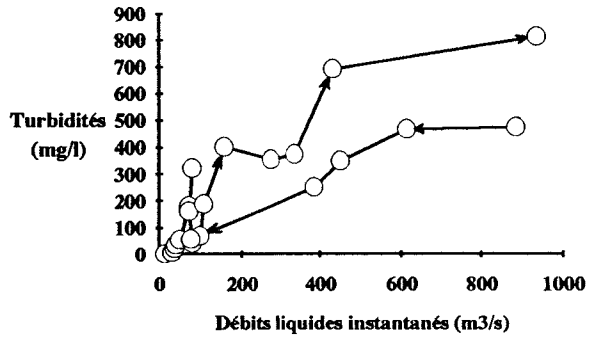


Fig. 93 : CRUE DES 6-8 MARS 1975

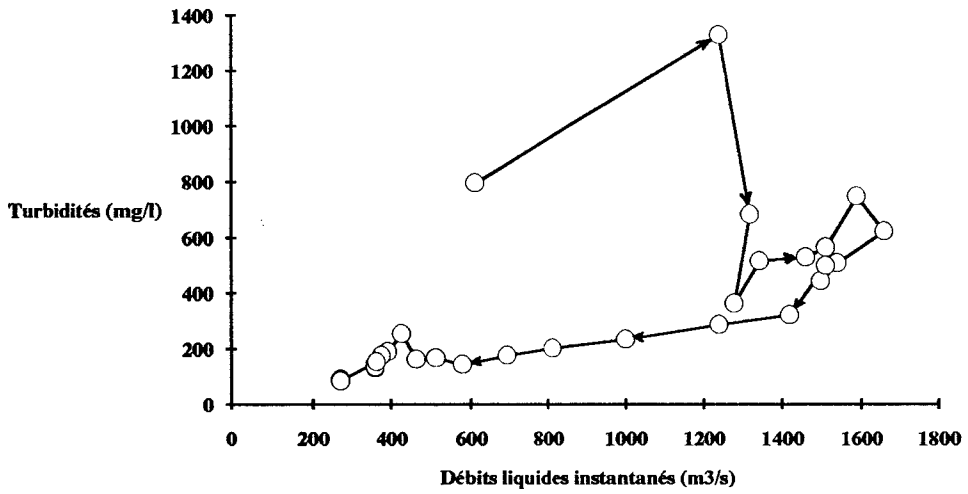


Fig. 94 : CRUE DES 24 ET 25 DECEMBRE 1981 (CYCLONE GYAN)

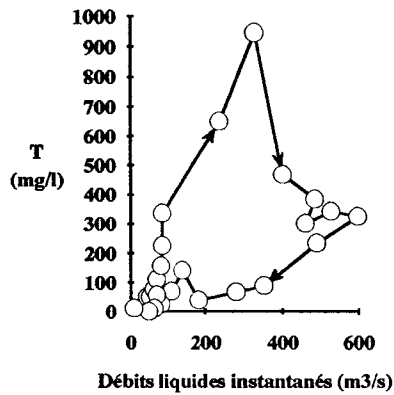


Fig. 95 : CRUE DES 6-10 JANVIER 1978

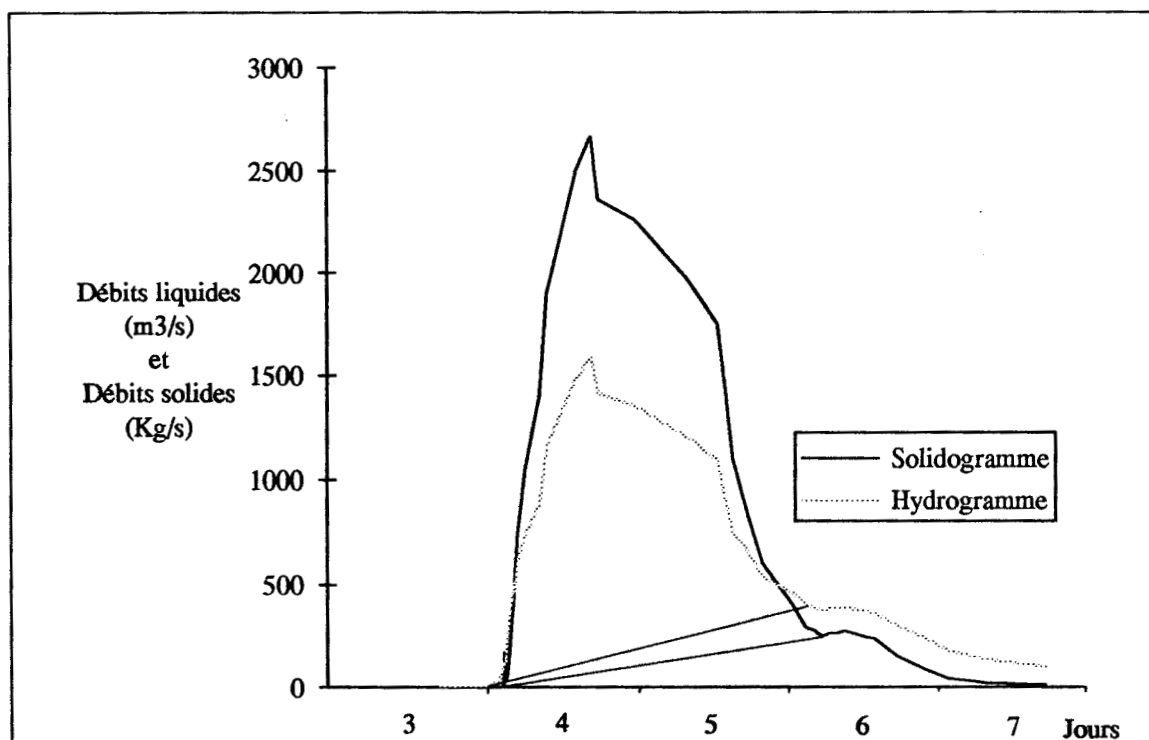


Fig. 96 : OUENGI RT1 - CRUE DU 3 AU 7 FEVRIER 1974

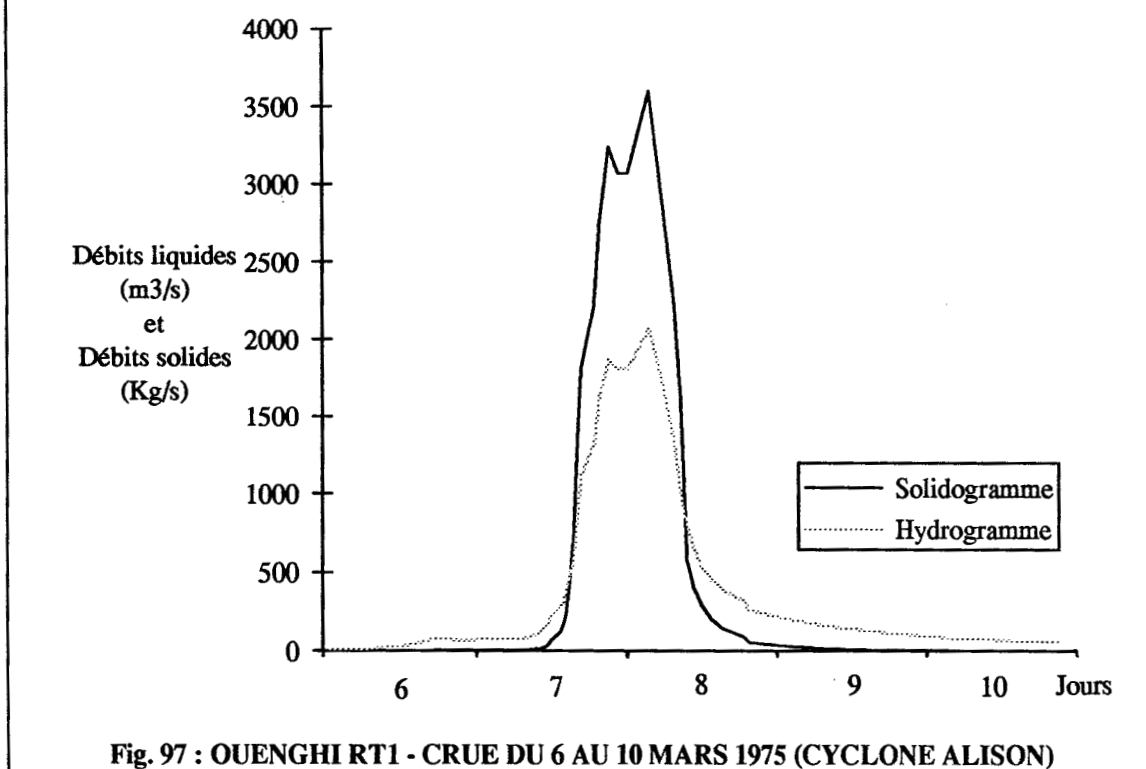
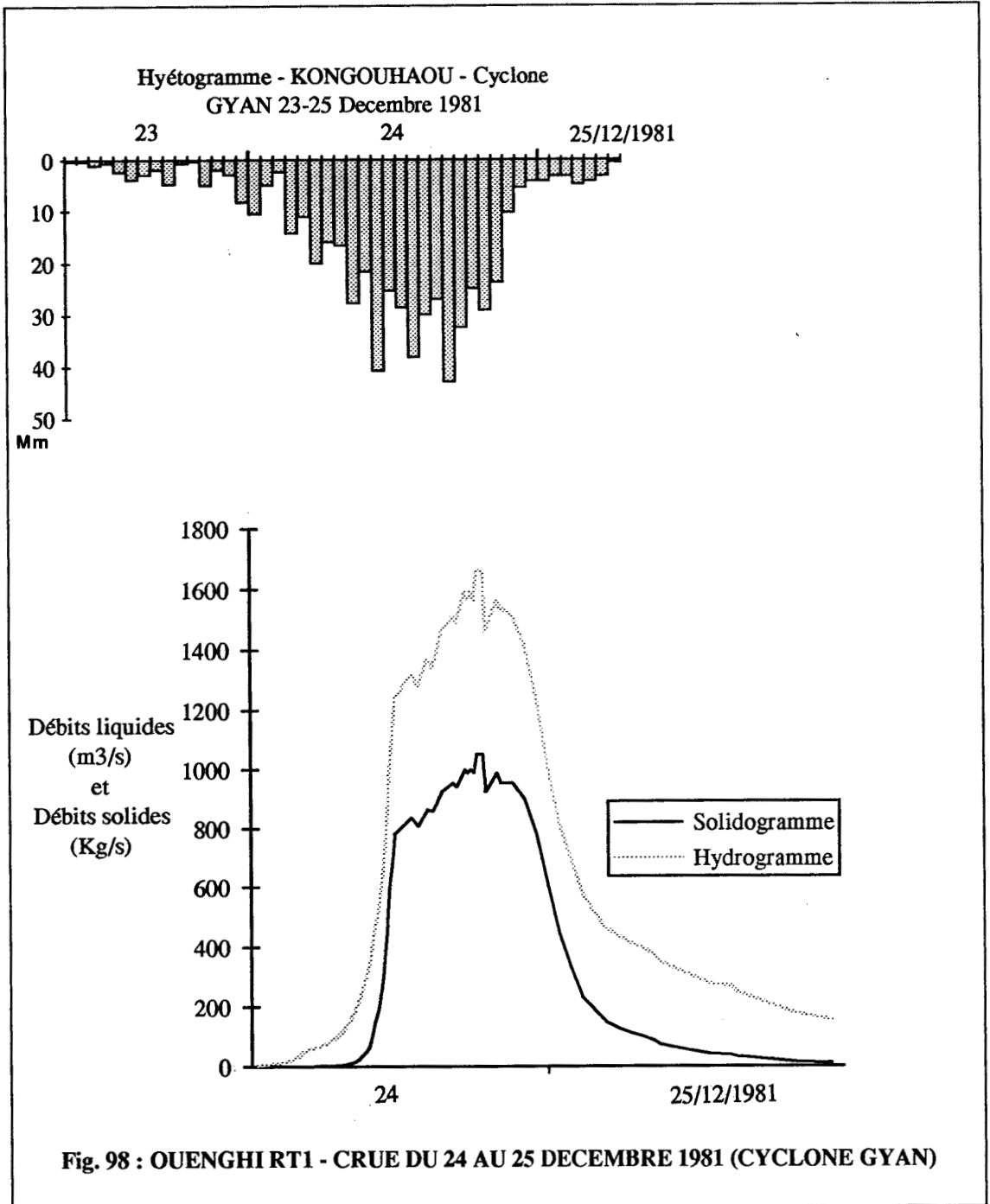


Fig. 97 : OUENGI RT1 - CRUE DU 6 AU 10 MARS 1975 (CYCLONE ALISON)



La comparaison du solidogramme et de l'hydrogramme de crue montre globalement, que la charge solide suit de près les débits liquides pendant la phase de crue et une partie de la décrue. Mais au cours de la décrue, la diminution des débits solides est de plus en plus rapide. Alors que le ruissellement superficiel cesse, relayé par l'écoulement hypodermique, les transports solides diminuent brutalement. On passe d'un type d'écoulement à une autre et le principal agent de transport sur les versants, qu'est le ruissellement de surface, n'est plus actif. Les faibles suspensions des cours d'eau correspondent alors à des arrachements de berge et des remaniements de fond de lit (charge endogène d'origine alluviale). Les apports extérieurs aux lits fluviaux (érosion hydrique et mouvements de masse sur les versants) sont temporairement stoppés, et ne reprendront qu'au cours d'une nouvelle phase de crue.

On retrouve les mêmes caractéristiques pour d'autres événements hydrologiques, illustrées par les graphes représentant les hydrogrammes et solidogrammes de crue, et les graphiques mettant en relation les débits instantanés et les concentrations au cours d'une crue: crue des 6-8 Mars 1975, crue des 6-10 Janvier 1978, crue des 12-13 Mars 1980 et crue des 24-25 Décembre 1981 (cyclone GYAN). Il ressort également de cette analyse que la charge disponible est plus importante en début de crue qu'en fin de crue, tant sur les versants qu'en rivière. L'augmentation rapide de la turbidité en montée de crue correspond à l'arrivée de matières en suspension apportées par le ruissellement superficiel en relation avec les premières averses sur les versants, auxquels s'ajoute une reprise des "laisses" de crue déposées dans le lit de la rivière par la crue précédente.

Ce type de régime, comparable à celui des régions semi-arides de la bande intertropicale est d'autant plus accentué que la faible couverture végétale (savane arbustive, maquis minier) ne se modifie guère au cours de l'année et que les terrains sont plus érodables.

L2.3 TRANSPORTS PARTICULAIRES ET EROSION SPECIFIQUE

Le bilan des exportations des trois sous-bassins de la Pouembout, observés durant deux années, montre bien la faiblesse des transports en suspension sur les bassins composés en grande partie de roches ultrabasiqes mais épargnés (Papainda) ou presque (prospections minières sur le bassin Kopéto) par l'activité minière, et l'importance des dégradations sur un bassin comme celui de la Poualoo, où les bad-lands de la formation à charbon (Sénonien), sont assez largement représentés. Les dégradations spécifiques sont faibles et peu différentes au cours des années à faible hydraulité (1980-1981), quel que soit le bassin, alors que les années à forte hydraulité (1981-1982), le bassin de la Poualoo présente une dégradation spécifique entre 8,5 et 12,6 fois supérieure aux bassins Kopéto et Papainda.

Année	Poualoa Cote 117 A = 42.1 km ²	Kopéto Cote 55 A = 13.1 km ²	Papainda Cote 50 A = 9.16 km ²
1980-81	1.2	0.5	0.2
1981-82	30.2	3.5	2.4

Tab. 56 : BASSIN POUEMBOUT : DEGRADATIONS SPECIFIQUES (en t.ha⁻¹)

Bien qu'épargné par toute activité minière, le sous-bassin de la Poualoa est l'une des principales sources de matériaux en suspension de la Pouembout, avec une participation de 35 % aux 378 000 tonnes évacuées en 4 ans au radier route de Forêt Plate. Les creeks issus du massif minier du Kopéto (rivières Kopéto et Papainda) alimentent très modestement le cours principal de la Pouembout (tab. 56).

La comparaison des dégradations spécifiques entre la Ouenghi, largement dominée par les formations ultrabasiques, et le bassin de la Pouembout influencé en grande partie par les formations du Sénonien, montre que le taux de dégradation est très proche au cours des années à faible hydraulité mais il est plus important sur la Pouembout au cours des années à forte hydraulité (1981-82). Ceci est d'autant plus vrai, que les débits liquides spécifiques sont plus forts sur la Ouenghi que sur la Pouembout pour la même période.

Année	Ouenghi RT1 Qs (t.ha ⁻¹)	Ouenghi RT1 Ql (l.s ⁻¹ .km ⁻²)	Pouembout F.P. Qs (t.ha ⁻¹)	Pouembout F.P. Ql (l.s ⁻¹ .km ⁻²)
1973-74	10.6	49.6	-	-
1974-75	8.2	60.5	-	-
1975-76	4.2	59.1	7.0	39.2
1976-77	0.4	11.3	0.2	2.66
1977-78	1.8	30.9	0.3	8.00
1978-79	0.1	15.1	0.1	5.86
1979-80	0.2	17.2	0.2	6.34
1980-81	2.2	29.5	1.9	13.1
1981-82	2.5	46.1	19.3	38.0

Tab. 57 : DEBITS SOLIDES SPECIFIQUES ET DEBITS LIQUIDES SPECIFIQUES DES BASSINS OUENGLI ET POUEMBOUT

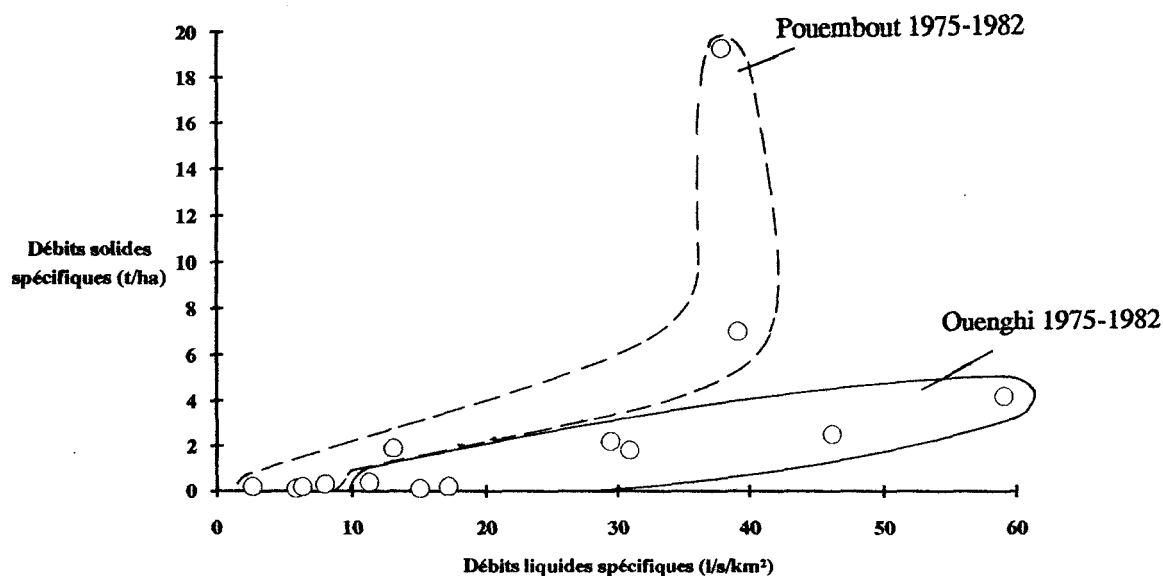


Fig. 99 : RELATION DEBITS SOLIDES SPECIFIQUES ET DEBITS LIQUIDES SPECIFIQUES POUR LES BASSINS OUENGLI ET POUEMBOUT (1975-76 à 1981-82)

I.3 ACTIVITE MINIERE ET TRANSPORTS EN SUSPENSION

I.3.1 ACTIVITE MINIERE ET REGIME DES TRANSPORTS EN SUSPENSION

Une augmentation des transports solides apparaît dès les premiers travaux de prospection (ouvertures de piste, premiers décapages), comme l'indiquent les dégradations relevées sur le bassin Kopéto. Les sous-bassins Kopéto et Papainda qui drainent des unités géologiques semblables (péridotites et basaltes), enregistrent des dégradations spécifiques très différentes ($398 \text{ kg.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ pour la rivière Kopéto contre $256 \text{ kg.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ pour la Papainda) sur les années 1980-81 et 1981-82. Les eaux du sous-bassin Kopéto drainent en effet des zones touchées par les prospections. Précisons par ailleurs que le cyclone GYAN du 24/12/1981, qui représente entre 60 et 70 % des tonnages de l'année, a beaucoup plus intéressé le sous-bassin de la Papainda (137 mm) que celui de Kopéto (78 mm). A précipitations égales, l'écart entre les deux sous-bassins se serait probablement creusé.

Le suivi de la Ouenghi dès l'ouverture de la mine du Kongouhaou montre par ailleurs (tab.58 et fig.100 et 101) que les apports solides, très importants les premières années (plus de $200\,000 \text{ t.an}^{-1}$), diminuent largement par la suite ($60\,000 \text{ t.an}^{-1}$).

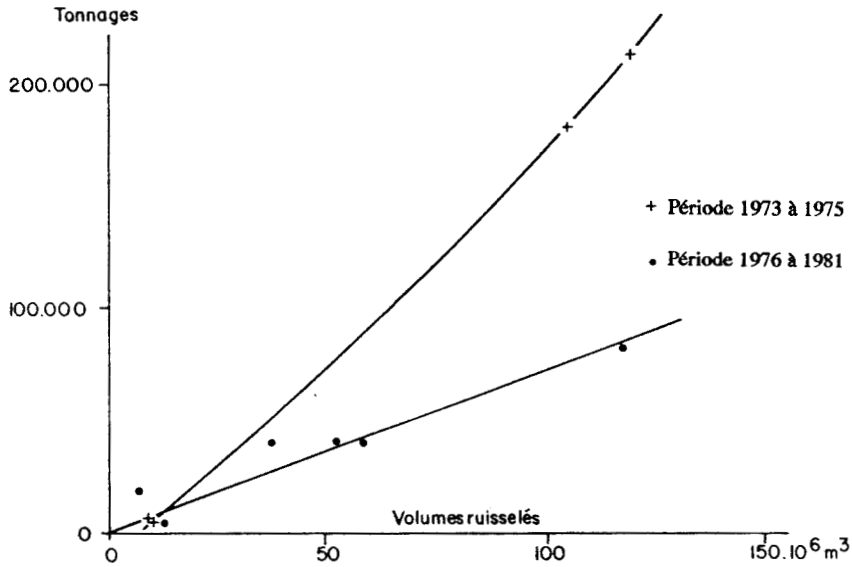


Fig. 100 : OUENGI RT1 : VARIATIONS DES FLUX PARTICULAIRES EN FONCTION DU VOLUME RUISSLE

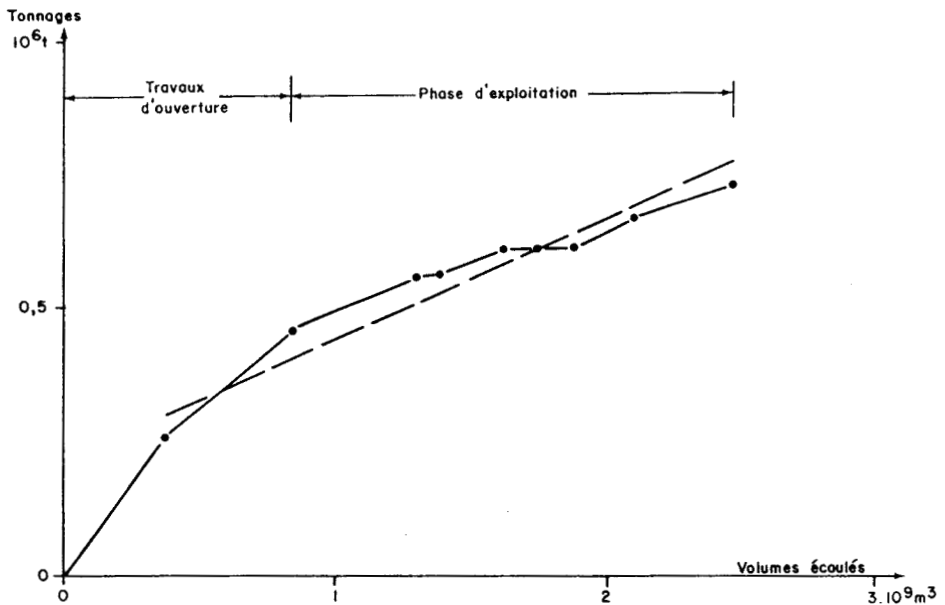


Fig. 101 : OUENGI RT1 : EVOLUTION DES TRANSPORTS SOLIDES ET DES VOLUMES ECOULES AU COURS DE LA PERIODE 1973-1982



Date	Débit maximum Qmax (m ³ .s ⁻¹)	Volume ruisselé (10 ⁶ m ³)	Hmm ruisselé	Temps de base (mn)	Débit moyen ruisselé (m ³ .s ⁻¹)	Tonnage transporté Qs en t
03-05/02/74	1 590	119	486	3 090	642	215 000
12-12/02/74	377	9	38	1 200	129	5 600
07-08/03/75	2 070	105	429	2 190	799	182 000
17-18/04/75	420	12	48	1 260	155	4 170
14-19/01/76	1 260	117	478	6 300	310	83 100
27-27/16/77	64	1	4	630	27	56
06-08/01/78	608	38	156	3 435	185	40 300
12-14/03/80	282	7	29	2 640	44	19 200
12-13/02/81	1 280	53	218	1 380	644	40 700
06-07/03/81	436	13	52	2 020	106	4 420
24-25/12/81	1 660	59	240	1 710	572	40 300

Tab. 58 : BASSIN OUENGI (245 Km²) : CARACTERISTIQUES DE CRUES

Ces différences sont d'autant plus nettes que le bassin, au cours de la période d'ouverture du gisement, a été touché par le passage de deux perturbations cycloniques (cyclone PAM et ALISON). Le report des volumes écoulés annuels ou des débits spécifiques annuels et des tonnages exportés de 1973 à 1982 sur les graphiques (100 et 101) fait apparaître les mêmes anomalies qui ne peuvent s'expliquer que par d'importants apports les deux premières années et un changement dans le régime d'apport sédimentaire les années suivantes. Les apports "supplémentaires" des années 1973-74 et 1974-75 sont apparemment dus à une zone d'arrachement liée à la construction d'une route d'accès à la mine du Kongouhaou. La description de l'instabilité en a été donnée auparavant (p. 90).

En l'absence d'endiguement, les matériaux ont progressé jusqu'à la Ouengi au cours des cyclones PAM et ALISON. Les méthodes d'exploitation mises en oeuvre, sur les mines du Kongouhaou, visant à limiter au maximum toute pollution en aval du gisement, les suspensions sont toutefois retombées dès 1976 à un niveau relativement bas, et s'y sont maintenues, malgré un glissement accidentel survenu en Juin 1977.

Les répercussions de la zone d'arrachement actuellement purgée et stabilisée depuis 1976 environ se traduisent par :

- une reprise des transports en suspension pour des volumes ruisselés plus faibles, en raison d'une plus grande disponibilité de matériaux dans la Ouengi,
- et par des blocs et galets qui constituent une importante plage de dépôts au débouché de la ravine.

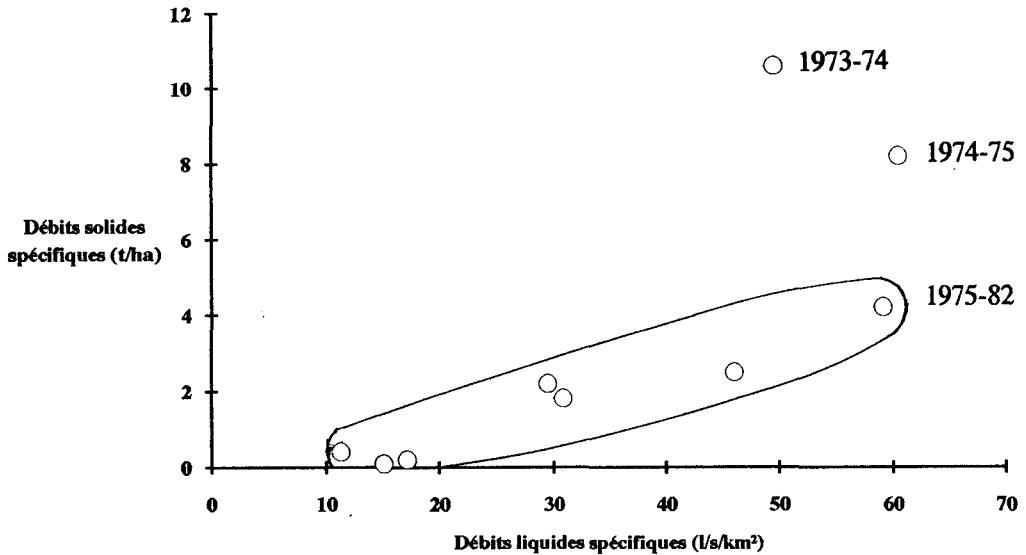


Fig. 102 : INFLUENCE DES ACTIVITES MINIERES SUR LE DEBIT SOLIDE SPECIFIQUE ANNUEL (OUENGI RT 1)

L'étude des variations du tonnage des matériaux transportés en suspension montre qu'avec les méthodes d'exploitation récentes, développées dès 1975-76, seuls les travaux routiers et les travaux d'ouverture sont à l'origine des transports solides les plus importants, comme les anciens modes d'exploitations (fig. 102). Encore faut-il que l'ensemble des sociétés minières s'emploie à respecter ces normes de mise en exploitation des sites.

I.3.2 ACTIVITE MINIERE ET COMPOSITION CHIMIQUE DES SUSPENSIONS

Le programme d'analyse de la composition chimique des suspensions a permis de caractériser les différents types d'apports à la Pouembout et de mettre en exergue l'influence de l'activité minière sur la composition chimique des matériaux. L'analyse qualitative des apports des affluents a nécessité la mise en place de capteurs de sédiments qui permettent de piéger en totalité les sédiments des crues analysées.

I.3.2.1 COMPOSITION CHIMIQUE DES APPORTS DES AFFLUENTS DE LA POUEMBOUT

Les sédiments de la Poualooa se distinguent des autres sous-bassins étudiés (Kopéto, Papainda et Chiambounou) par la prédominance de SiO_2 et Al_2O_3 en raison de la formation terrigène du Sénonien qui occupe une grande partie du bassin.

Mais la Pouembout, en aval de Forêt Plate, reçoit les eaux qui drainent le massif péridotitique (notamment la Kopéto, la Chiambounou et la Papainda). Les sédiments de la rivière Kopéto se distinguent très nettement de ceux de la Chiambounou, de la Papainda ainsi que des sédiments de la Poualooa. Les proportions en Fe_2O_3 , MgO , NiO et Cr_2O_3 sont sensiblement plus fortes que celles des autres sous-bassins. Par les faiblesses relatives en silice et en alumine, et l'importance de la magnésie et des oxydes métalliques de ses suspensions, seul le Kopéto semble drainer le massif péridotitique.

Station	SiO_2	$Fe_2O_3+MnO_2+CaO+MgO+NiO+Cr_2O_3$	$Al_2O_3+TiO_2$	Date
Kopéto Cote 55	46.3	6.6	47.1	20-21/02/80
	49.0	11.4	39.6	24/04/80
Papainda Cote 50	59.3	15.5	25.2	24/04/80
	59.6	15.9	24.5	
Chiambounou Cote 45	58.4	19.4	22.1	20-21/02/80
Poualooa Cote 80	70.4	23.5	6.1	13-14/03/80
Pouembout Aval Kopéto	56.4	15.4	28.2	20-21/02/80
	65.2	21.3	13.5	13-14/03/80
	52.3	10.5	37.2	24/04/80

Tab. 59 : COMPOSTION CHIMIQUE DES SUSPENSIONS DU BASSIN DE LA POUEMBOUT

Si la rivière Kopéto bénéficie des apports du massif péridotitique, la Papainda, composée du même substrat (basaltes et roches ultrabasiques) devrait présenter des caractéristiques semblables. Or, la composition diffère en raison d'apports supplémentaires en matériaux ultrabasiques sur le bassin Kopéto liés aux prospections minières que l'on ne retrouve pas sur le bassin Papainda. Les matériaux dérivés des formations basaltiques (richesse en titane) sont relativement plus importants. L'étude de la composition chimique vient donc conforter l'idée précédemment mise en lumière par l'analyse du régime des transports solides en suspension qui montrait une dégradation spécifique supérieure sur le bassin Kopéto par rapport au bassin Papainda eu égard aux prospections minières.

Les bassins-versants issus des massifs ultrabasiques (Kopéto et Papainda) voient leur proportion en Fe_2O_3 , MgO , NiO et Cr_2O_3 augmenter pendant les crues, tandis que SiO_2 et Al_2O_3 diminuent. L'exemple de la crue des 23-24 Décembre 1981 est représentative de ces variations. Le phénomène semble même plus accusé sur la rivière Kopéto où Fe_2O_3 et NiO continuent de croître après le maximum de crue (fig. 103).

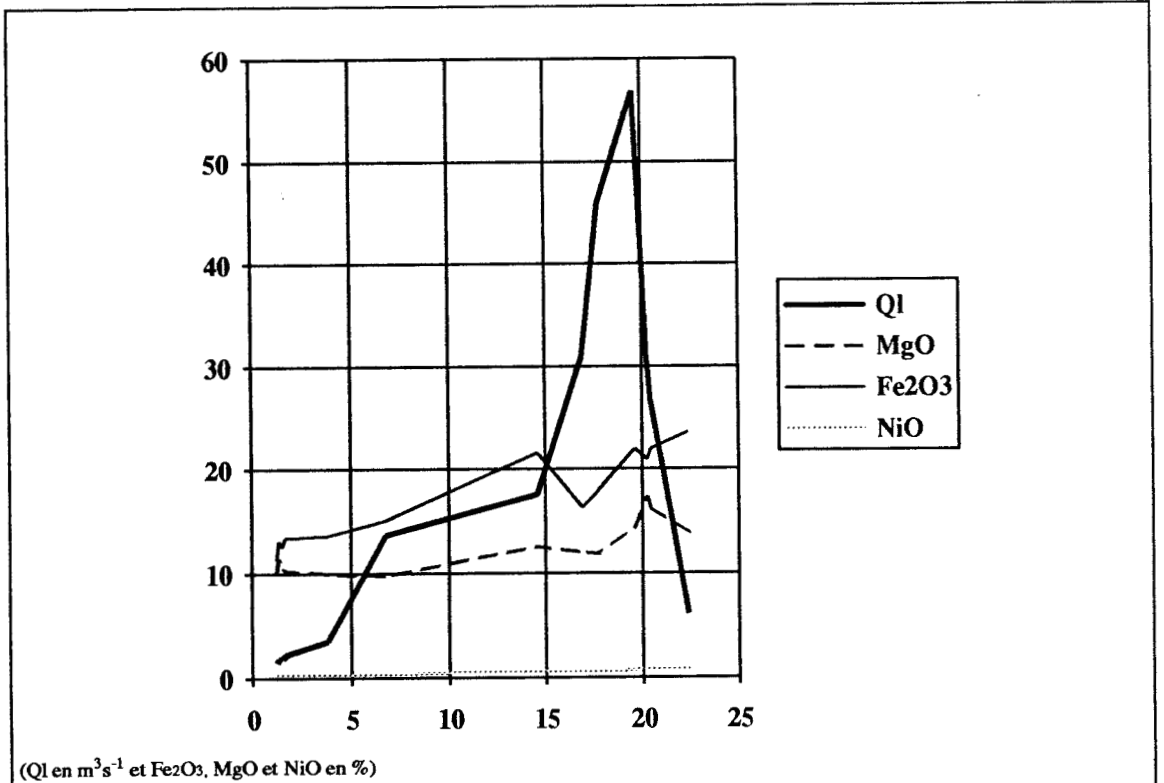


Fig. 103 : EVOLUTION DES ELEMENTS AU COURS D'UNE CRUE (BASSIN-VERSANT DU KOPETO - CRUE DES 23-24 DECEMBRE 1981)

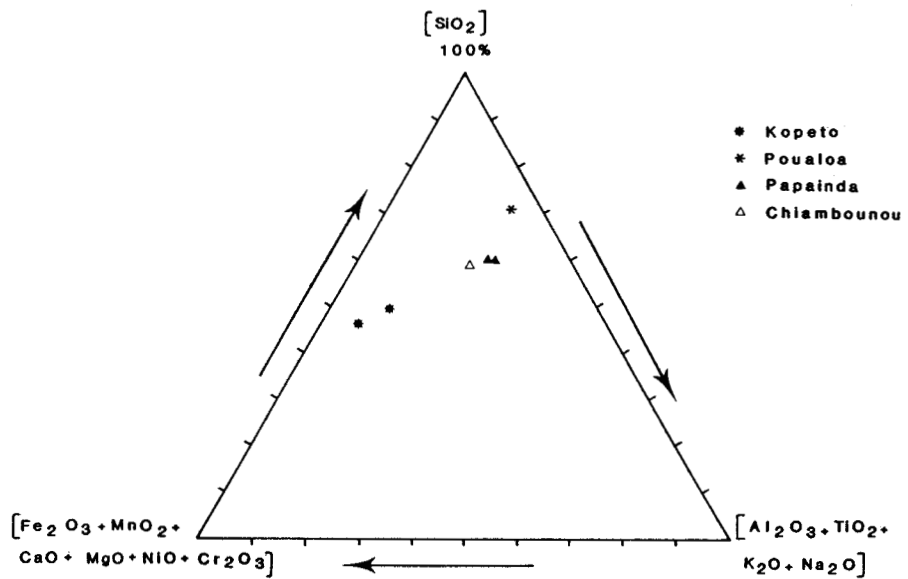


Fig. 104 : COMPOSITION CHIMIQUE DES SUSPENSIONS DE LA POUEMBOUT



I.3.2.2 IMPORTANCE DES APPORTS A LA POUEMBOUT

Selon la répartition des pluies sur le bassin-versant de la Pouembout, la composition chimique des suspensions change au site de prélèvements situé en aval de la confluence avec Kopéto (fig. 105). Ainsi, pour la crue du 13-14 Mars 1980, la composition chimique des éléments en suspension de la Pouembout (aval Kopéto) se rapproche de celle de la Poualooa. La crue des 20-21 Février 1980 semble plus influencée par les apports de la Papainda et de la Chiambounou, et la composition chimique relative à la crue du 24 Avril 1980 ressemble davantage à celle de la rivière Kopéto.

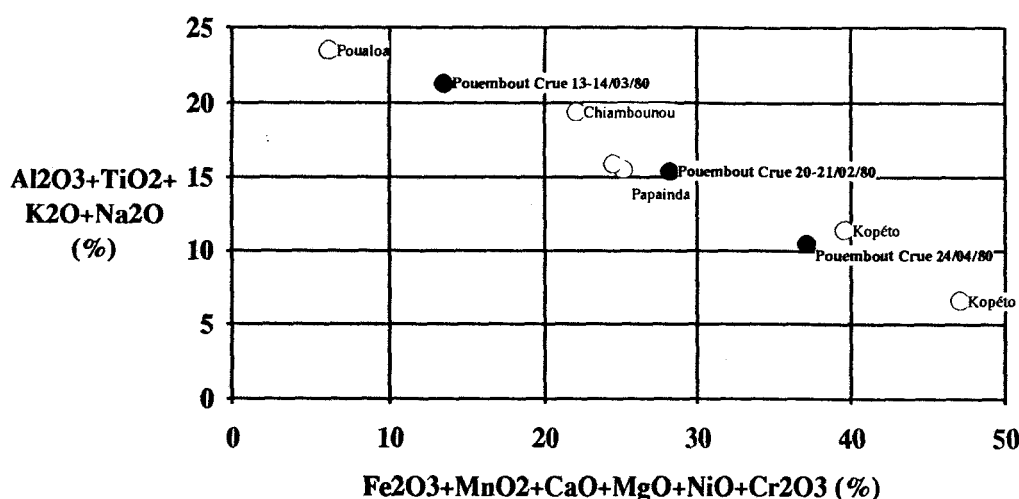


Fig. 105 : VARIATIONS DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES SUSPENSIONS DE LA POUEMBOUT ET DE SES AFFLUENTS

La participation de la Poualooa à la crue de la Pouembout n'est évidente que pour la crue du 13 Mars 1980 (tab. 60). En attestent à la fois la composition chimique des sédiments prélevés dans le capteur situé en aval du bassin de la Pouembout (forte teneur en alumine), et la part des volumes ruisselés de la Poualooa qui atteignent 44.6 % à la station Pouembout Boutana. Cette part diminue pour les crues de Février et Avril 1980 avec respectivement une participation de 11.2 et 22.3 % du volume ruisselé, alors que les teneurs en oxydes métalliques sont nettement plus importantes (28.2 et 37.2 % contre 13.5 % en Mars 1980). Les crues et les apports dérivés des anciennes décharges minières doivent donc être plus importants sur l'Oua Sibou et la Boutana.

Date des crues	Volumes ruisselés (m ³)		Participation de la Poualooa (%)
	Pouembout Boutana	Poualooa Cote 112	
20-21/02/1980	3 708 000	414 000	11.2
13-14/03/1980	1 413 000	630 000	44.6
24/04/1980	834 000	185 400	22.3

Tab. 60 : PARTICIPATIONS DE LA POUALOOA AUX CRUES DE LA POUEMBOUT

Chapitre II

ANALYSE GLOBALE DU TRANSPORT SOLIDE

II.1 LES FLUX DE MATIERES DISSOUTES ET LE BILAN DES FLUX DE MATIERES SUR LA OUENGI

L'évaluation du flux de matières dissoutes en rivière a porté plus particulièrement sur les éléments majeurs qui représentent plus de 99 % de la matière minérale en solution : la silice dissoute (SiO_2), les cations constitués par le magnésium (Mg^{++}), le calcium (Ca^{++}), le potassium (K^+), le sodium (Na^+) et les principaux anions représentés par les bicarbonates (HCO_3^-), les chlorures (Cl^-) et les sulfates (SO_4^-). Les éléments traces n'ont pas été dosés. Parallèlement, des mesures de pH et de conductivité ont été associés à l'analyse chimique des éléments dissous.

II.1.1 CONDUCTIVITE ET pH DES EAUX DE LA OUENGI

La conductivité ou "conductance spécifique" est une mesure classique qui permet un contrôle simple et rapide de la minéralisation des solutions. Exprimée ici en $\mu\text{mho.cm}^{-1}$, la conductivité des eaux de la Ouengi varie très rapidement avec le débit. Oscillant entre 140 et 240 $\mu\text{mho.cm}^{-1}$ pour les débits de basses eaux, elle diminue avec les crues brutales qui surviennent en saison chaude (122 $\mu\text{mho.cm}^{-1}$ pour un débit de 88.3 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$).

Dans l'ensemble, les eaux de la Ouengi sont des eaux neutres à légèrement basiques. Le pH oscille entre 7,2 et 8,3 (moyenne 7,7).

II.1.2 EVOLUTION DE LA CONCENTRATION DES ELEMENTS MAJEURS DANS LES EAUX DE LA OUENGI

Les eaux de la Ouengi, qui drainent les formations ultrabasiques, sont bicarbonatées magnésiennes car les ions HCO_3^- et Mg^{++} prédominent très largement avec la silice. Ces caractéristiques les rapprochent des eaux d'autres bassins de Nouvelle-Calédonie, issues du massif péridotitique (TONTOUTA, DUMBEA TAMOA), et les différencient des eaux plus calcaires qui drainent par exemple les formations de l'Eocène (OUA YA et TAMOA bassin-versant représentatif). Les deux sous-ensembles se distinguent sur le diagramme d'analyse d'eau de PIPER (fig. 106).

La composition moyenne des eaux de la Ouengi qui a pu être estimée (tab. 61) et les différentes analyses réparties pour l'essentiel au cours de l'année 1974, permettent d'évoquer brièvement le comportement des différents anions (chlorure, sulfate et bicarbonate) et cations (sodium, calcium et potassium), et de mettre l'accent sur le comportement du magnésium et de la silice. Les exportations du massif en Ca^{++} , Mg^{++} et SiO_2 sont de l'ordre de 45 mg.l^{-1} en basses et moyennes eaux (tab.).

Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	K^+	Cl^-	SO_4^-	SiO_2
2.3	20.9	2.8	0.1	7.3	4.5	21.6

Tab. 61 : COMPOSITION MOYENNE DES EAUX DE LA OUENGI

II.1.2.1 LES ANIONS

L'ion sulfate (SO_4^-), qui présente de faibles teneurs (moyenne = 4.5 mg.l^{-1}), varie entre 0.5 et 7.2 mg.l^{-1} . TRESCASES J.J. (1975 et 1969) attribue sa présence à l'oxydation des sulfures inclus dans les pyroxènes (concentrations de sulfures de cuivre et de soufre, mises en évidence par GUILLON J.H. en 1975).

Le gaz carbonique est présent sous la forme d'ion bicarbonate. L'origine de l'ion bicarbonate (HCO_3^-), présent en grande quantité (de 67.7 à 106.1 mg.l^{-1}), correspond davantage à la décomposition de la matière végétale dans les sols, qu'à des apports par les eaux météoriques dont les teneurs varient de 0 à 12 mg.l^{-1} (TRESCASES J.J., 1975).

L'ion chlorure (Cl^-), dont les teneurs varient de 2.8 à 28.8 mg.l^{-1} , n'a pas son origine dans la roche, mais est apporté par les vents marins ou la pluie.

II.1.2.2 LES CATIONS ET LA SILICE

Le magnésium et la silice sont les principaux éléments constitutifs des roches du bassin de la Ouenghi. Leur exportation moyenne en basses eaux sous forme ionique (Mg^{++}) ou dissoute (SiO_2) s'élève respectivement à 20.9 mg.l⁻¹ et 21.6 mg.l⁻¹. Les teneurs des autres cations sont faibles et varient peu :

Cations	Moyenne	Minimum	Maximum
Ca ⁺⁺	2.3	0.6	5.2
Na ⁺	2.8	1.7	4.5
K ⁺	0.1	0	0.4

Les teneurs en magnésium sont toujours élevées (13.5 mg.l⁻¹ à 25.5 mg.l⁻¹). Elles varient au cours de l'année en fonction des débits, mais la dilution n'est pas proportionnelle avec la montée des eaux. Les valeurs relativement fortes en période de crue peuvent être liées à une remobilisation des eaux de l'inféroflux en amont des bassins. Les eaux de l'inféroflux sont en effet renouvelées à la faveur des crues et la dilution des cations est moins rapide que ce que l'on pouvait penser. Au cours de ces crues, le magnésium, qui est exporté en quantités presque aussi importantes que la silice, tant de manière dissoutes qu'en suspension, se concentre dans les dépressions de la zone d'épandages de crue. Il contribue en cela, à renforcer le déséquilibre Ca/Mg des sols d'apports alluviaux (sols hypermagnésiens). L'exemple des eaux d'inondation de la Tontouta, qui est représentatif de l'ensemble des rivières issues du massif péridotitique, montre que les concentrations en Mg^{++} augmentent au cours de la saison sèche, avec l'évaporation des eaux concentrées dans les dépressions. Huit prélèvements ont été réalisés de Mars à Décembre 1992, en rive droite de la Tontouta, en une zone inondée à la suite de la crue des 3-5 Mars 1992 (cyclone ESAÛ). Les teneurs en Mg^{++} des eaux de nappe s'accroissent ainsi de 13.15 mg.l⁻¹ le 13/03/1992 à 257 mg.l⁻¹ le 17/12/1992. Si les teneurs en magnésium augmentent, la silice, après une légère hausse, ne cesse de diminuer en raison de la présence de diatomées, consommatrice de silice (fig. 107).

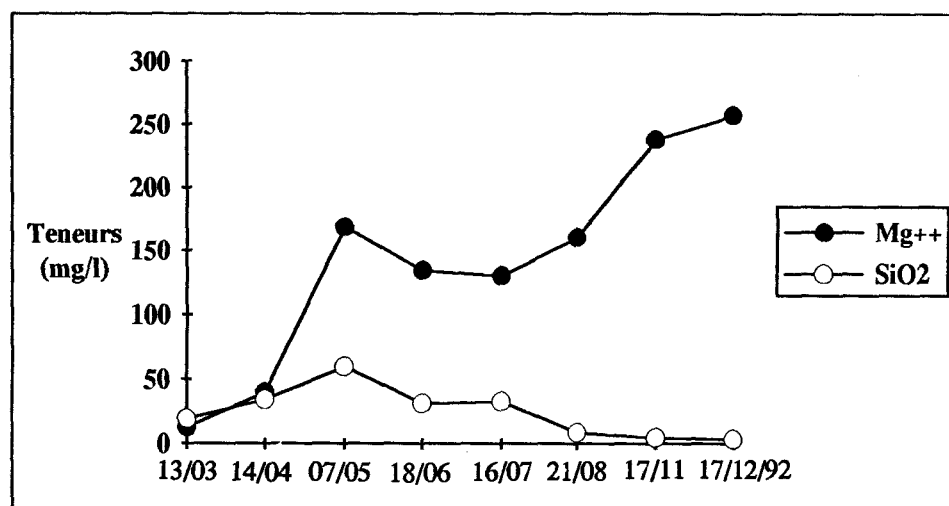


Fig. 107 : VARIATIONS DE Mg^{++} ET SiO_2
(Eaux d'inondation - Rive droite de la Tontouta)

L'analyse des eaux évacuées permet aussi de calculer le débit d'exportation (De) du magnésium (en moles.s⁻¹).

$$De = t.Q/M$$

avec t = teneur de l'élément dans l'eau en mg/l

Q = débit en m³.s⁻¹

M = masse moléculaire de l'élément.

Le débit d'exportation du magnésium en fonction du débit liquide a été porté sur le graphique (108). La vitesse d'exportation du magnésium peut être considérée comme linéaire pour des débits liquides inférieurs à 50 m³.s⁻¹. Le débit d'exportation De a été évalué dans ce cas à :

$$De = 0.44 Q - 0.0017$$

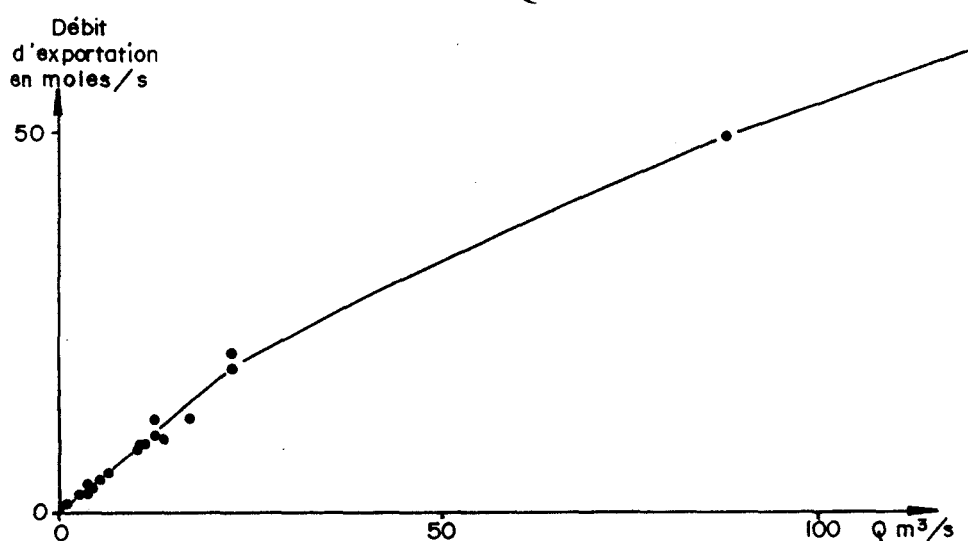


Fig. 108 : DEBITS D'EXPORTATION DU MAGNESIUM OUENGI RT1

II.1.3 BILAN DES FLUX DE MATIERES SUR LA OUENGI

II.1.3.1 BILAN DES FLUX DE MATIERES EN SUSPENSION

Faute d'un échantillonnage et de mesures de débits suffisants, on a longtemps considéré que le rapport des suspensions sur la charge totale dans les bassins sur roches ultrabasiques n'excédait pas 20 % (F. BALTZER et al, 1971). Même si l'on ignore les valeurs des réaccumulations de silice à la semelle des massifs et celles des produits de désagrégation dans les zones de piedmont, ainsi que les quantités de matériaux charriés, les mesures réalisées sur la Ouenghi permettent de corriger les premières estimations et de retrouver des chiffres, proches de ceux que l'on connaît pour d'autres bassins dégradés et sous savane, de la bande intertropicale.

Avec 47 000 t. du 1er Novembre 1974 (exclue l'année 1976-74 correspondant aux travaux d'ouverture des exploitations minières) au 31 Octobre 1982 pour un volume écoulé de 2084.10^6 m^3 et un volume annuel moyen de 251.10^6 m^3 , les exportations en suspension sur la Ouenghi devraient être de l'ordre de $230 \text{ t.an}^{-1}.\text{km}^2$.

Ce tonnage annuel d'exportation correspond à une dégradation spécifique de 0.13 mm/an (densité moyenne du matériau de départ admise $d = 1.8$) et à des apports annuels moyens au delta de l'ordre de $30\ 000 \text{ m}^3$ (densité moyenne des vases admise $d = 2.0$).

II.1.3.2 BILAN DES FLUX DE MATIERES DISSOUTES

Si l'érosion météorique ne s'exerce véritablement qu'à la faveur de quelques épisodes pluvieux, les dissolutions et les exportations correspondantes (magnésium et silice essentiellement) se maintiennent tout au long des années, avec des teneurs pour la Ouenghi de l'ordre de 45 mg.l^{-1} en basses et moyennes eaux (débits de $1 \text{ à } 25 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$), soit au maximum, un départ de $50 \text{ t.an}^{-1}.\text{km}^2$. Ceci correspond à des exportations de matières dissoutes du massif ultrabasique, équivalentes au plus à $36 \text{ t.an}^{-1}.\text{km}^2$ de magnésium et à $22 \text{ t.an}^{-1}.\text{km}^2$ de silice.

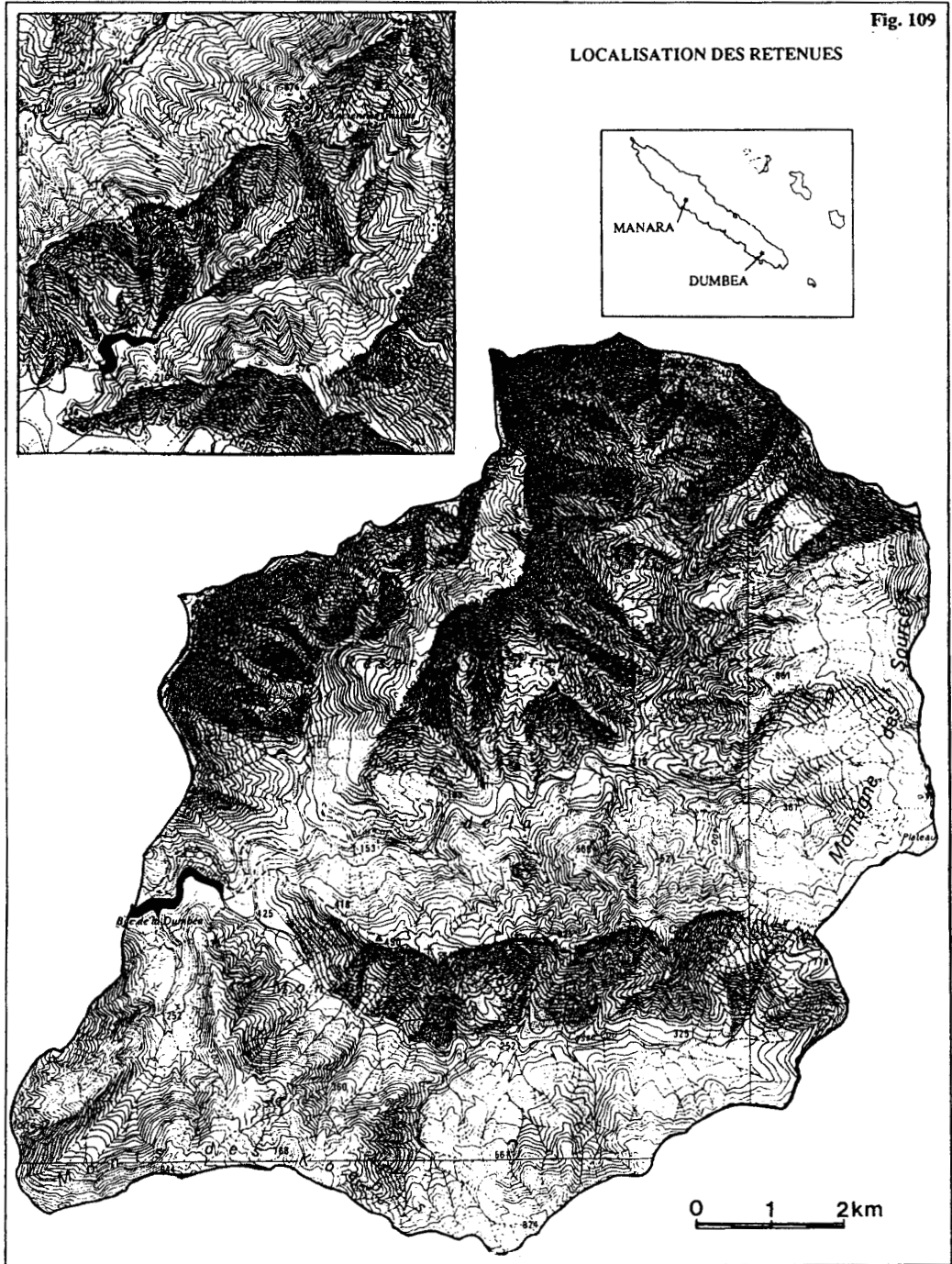
II.2 L'ENVASEMENT DES RETENUES ET SES ENSEIGNEMENTS

La mesure de l'envasement dans les retenues permet d'apprécier le volume et le tonnage du transport solide et notamment la totalité du charriage et une partie des suspensions. Deux retenues ont attiré notre attention (fig. 109) :

- la retenue de MANARA (en aval du site minier de SIREIS), à l'issue d'un bassin-versant très anthropisé (exploitation minière) de 9 km^2 , barrage construit pour éviter le transports des matériaux vers le lagon;
- et la retenue de DUMBEA, à l'issu d'un bassin-versant de 56.2 km^2 situé en domaine ultrabasique également, mais peu touché par l'exploitation minière à ciel ouvert.

II.2.1 METHODE DE CALCUL DES VOLUMES DE SEDIMENT

Il s'agit de déterminer deux plans topographiques de la même retenue, à deux dates différentes. Pour chaque plan sont portés les points de mesure topographiques



réalisées à partir de visées topographiques. Les courbes de niveau sont ensuite tracées, l'équidistance choisie de 1 à 5 m donnant une précision acceptable. Les isolignes sont tracées jusqu'à la cote maximale du plan d'eau (cote de déversement). Le planimétrage de chacune des plages d'égale altitude permet ensuite de dresser, pour les deux situations, une courbe hypsométrique. Le graphe correspondant représente en abscisses les superficies évaluées par le planimétrage, et en ordonnées les côtes. L'étape suivante consiste à planimétrer la superficie définie par la courbe hypsométrique et l'abscisse (superficie) et de multiplier, afin d'évaluer le volume des sédiments déposés entre les deux dates, la valeur trouvée par un coefficient dépendant des échelles choisies. Ainsi, pour 1 cm², si l'échelle des abscisses donne 10000 m² et celle des ordonnées 2 m, alors la valeur planimétrée équivalente à 1 cm² sera de 20000 m³.

I.2.2 EVALUATION DES VOLUMES DE SEDIMENTS DANS LES RETENUES MANARA ET DUMBEA ET DES DEGRADATIONS SPECIFIQUES DES BASSINS-VERSANT CORRESPONDANT

L'évaluation de la capacité de la retenue de Manara a été évaluée en Novembre 1978, date de la mise en eau de la retenue, et en Février 1991. Il ressort de cette étude (tab. , fig., et carte) que 720 000 m³ de sédiments ont été stockés entre 1978 et 1991.

L'évaluation de l'envasement de la retenue de DUMBEA a été établie à partir des valeurs de capacité fournies par la Société Calédonienne des Eaux (tab. 65). L'envasement serait de 94183.8 m³ entre 1972 et 1992.

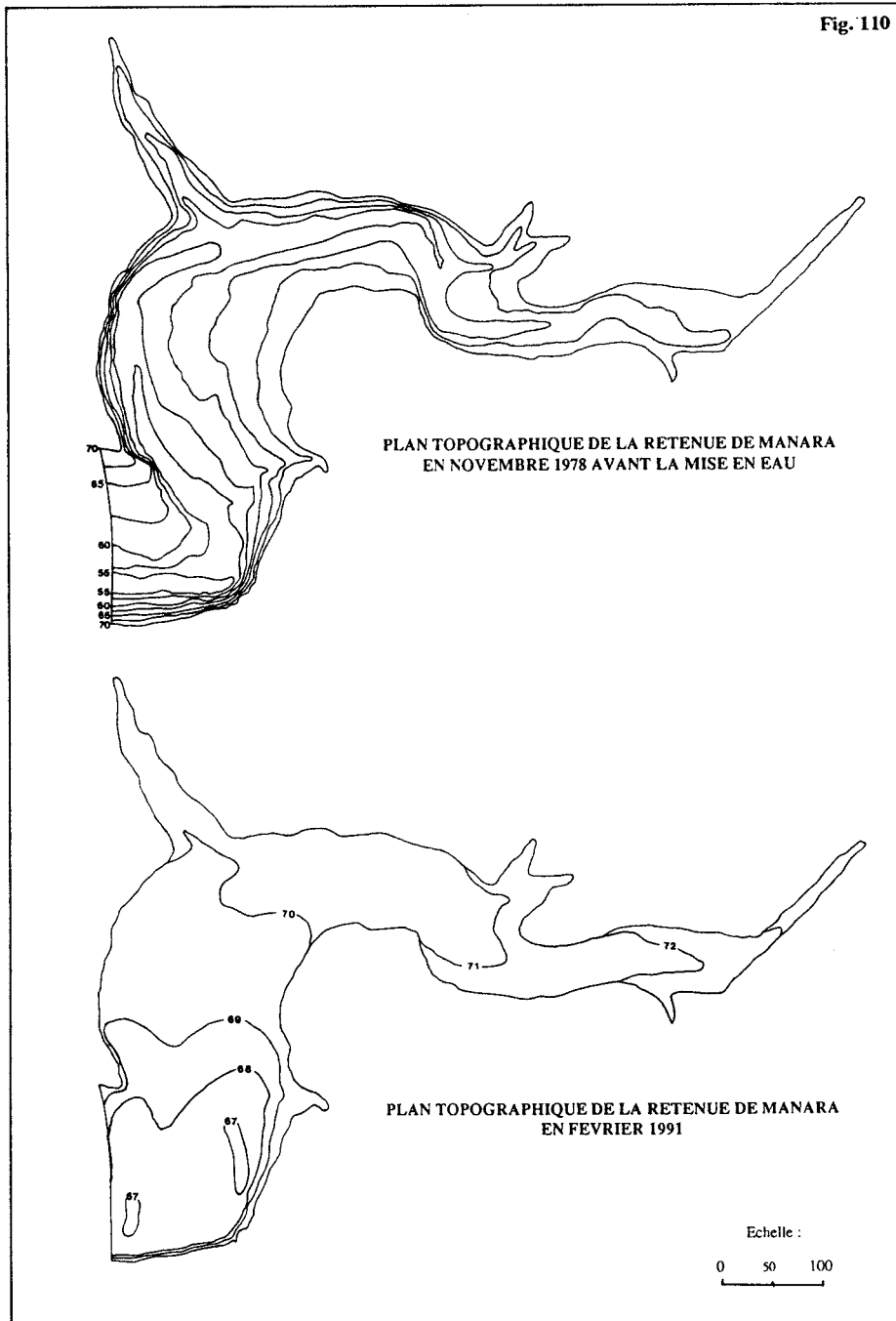
Le prélèvement de sédiments permet d'évaluer la densité moyenne des matériaux à 1.8 et d'estimer grossièrement la dégradation spécifique à 150.7 t.an⁻¹.km⁻² sur le bassin

Altitude (m)	Surface cumulée(m ²)
54-55	1856
55-57,5	8050
57,5-60	19106
60-62,5	36750
62,5-65	57043
65-67,5	80625
67,5-70	105206

Tab. 63 : SURFACE CUMULEE BARRAGE MANARA 1978

Altitude (m)	Surface cumulée (m ²)
66-67	1875
67-68	19562
68-69	30437
69-70	58312
70-71	86125
71-72	98080
72-73	103937
73-74	105206

Tab. 64 : SURFACE CUMULEE BARRAGE MANARA 1991



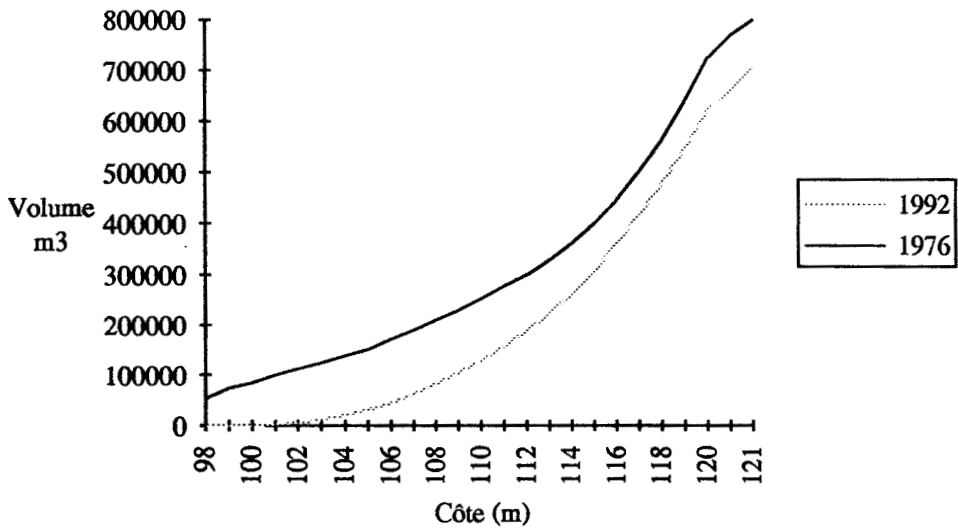


Fig. 111 : COURBE DES CAPACITES DU BARRAGE DE DUMBEA

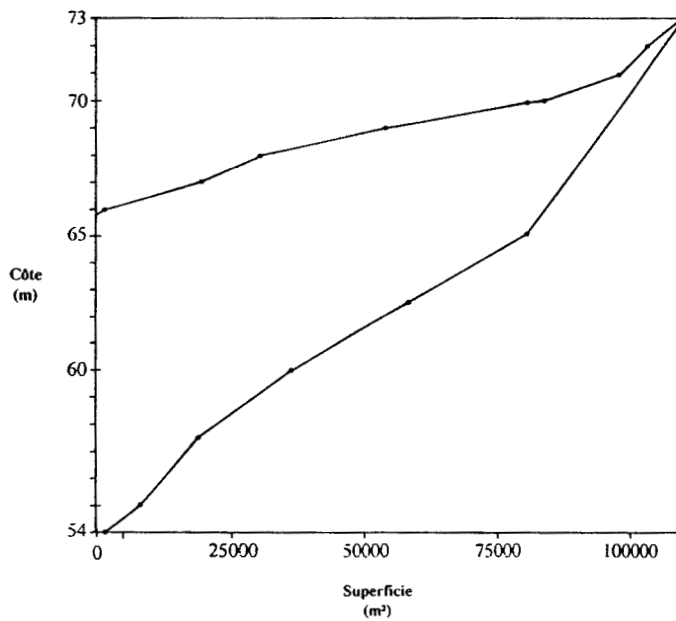


Fig. 112 : EVOLUTION DE LA CAPACITE DU BARRAGE MANARA (SIREIS) ENTRE NOVEMBRE 1978 ET FEVRIER 1991

Niveau NGNC (m)	Volume estimé en 1972 (m ³)	Volume mesuré en 1992 (m ³)
98,0	55000	0,00
99,0	75000	195,25
100,0	85000	833,76
101,0	100000	2470,07
102,0	112500	6266,07
103,0	125000	12765,39
104,0	140000	21638,02
105,0	152500	32798,90
106,0	172500	46569,46
107,0	190000	63409,20
108,0	210000	83308,61
109,0	230000	105944,73
110,0	252500	131149,18
111,0	277500	158901,27
112,0	300000	189563,59
113,0	330000	224064,63
114,0	362500	263539,59
115,0	400000	3088962,28
116,0	447500	360900,47
117,0	502500	418431,31
118,0	565000	480399,48
119,0	640000	547886,19
120,0	725000	623060,94
120,5	770000	663630,48
121,0	800000	705816,26

(Source : Société Calédonienne des Eaux)

Tab. 65 : CALCUL DU VOLUME DU BARRAGE DE DUMBEA

de la DUMBEA peu soumis à l'exploitation minière, et à 11667.4 t.an⁻¹.km² pour le bassin en amont du barrage de Manara, barrage construit pour le stockage des refus miniers.

CONCLUSIONS GENERALES

"On ne triomphe de la nature qu'en lui obéissant"

Francis BACON - *Novum Organum* (1620)

Livre I, Ed. Fowler Oxford.

Différentes étapes dans la discrimination et l'analyse des processus morphogéniques et des risques naturels des îles hautes du Sud-Ouest Pacifique nous ont permis de dégager un certain nombre de résultats tant méthodologiques, qu'analytiques. L'étude globale qui a été entreprise visait à cerner la chaîne des processus morphogéniques, de l'attaque des versants aux transports solides, en mettant l'accent sur l'influence des événements cycloniques et de l'anthropisation du milieu, sur la dynamique des versants et des lits fluviaux.

LA TELEDETECTION ET L'ETUDE DES PHENOMENES D'EROSION

Dans une démarche de cartographie des aléas et des risques naturels, l'instabilité des systèmes morphogéniques s'exprime généralement par une carte de localisation des phénomènes (HUMBERT, 1977; GUEREMY, 1989). Ces déséquilibres ont été appréhendés dans un premier temps à partir des images satellitaires, des photographies aériennes et des techniques du traitement d'image. La télédétection a permis de représenter, dans un système de repères fixes, diverses instabilités dans leurs aspects statiques (cartographie extensive des zones dégradées) et dans leurs aspects évolutifs (dynamique spatio-temporelle des déséquilibres de versants, des lits fluviaux ou du littoral).

Les méthodes d'analyse visuelle peuvent mettre en oeuvre différentes techniques d'amélioration de la qualité des images, allant de la correction géométrique à l'analyse en composante principale, en passant par de simples modifications de la dynamique des images, ou l'élaboration de compositions colorées. Les méthodes d'analyse numérique des images multispectrales, quelles soient non assistées, par agrégation statistique des pixels en fonction de leur ressemblance numérique, ou quelles soient assistées par sélection au préalable de zones tests définissant les signatures spectrales des classes à discriminer, permettent d'identifier de manière plus objective, les instabilités. Les classifications peuvent être affinées par l'apport d'informations morphométriques dérivées des modèles numériques de terrain afin de discriminer des objets de signature spectrale identique mais ayant une signification géomorphologique différente (exploitations minières, décharges minières, mouvements de terrain et alluvions).

Les images SPOT, qui donnent une vision régionale des problèmes, discernent des mouvements de terrain de grande taille (lave torrentielle du creek Jeanne et Marie, glissement complexe du creek Bel-Air) et des processus mineurs affectant l'ensemble

d'un versant (glissements en "coups de cuiller" sur le bassin de la Tontouta). Les photographies aériennes nous offrent une vision locale qui permet de préciser le contour de certaines instabilités et d'en identifier de nouvelles, en raison de leurs grandes résolutions. Une approche de terrain a permis ensuite de compléter ces documents cartographiques par l'analyse des indices d'instabilités et la définition d'une typologie des processus morphodynamiques. Trois grands types de combinaisons morphodynamiques s'individualisent ainsi sur les interfluves :

- des mouvements de terrain majeurs associés à des processus mineurs (lave torrentielle du creek Jeanne et Marie, les mouvements de terrain du Mont Dore et ceux du Kongouhaou, et le glissement du creek Bel-Air),

- des mouvements de terrain mineurs sur l'ensemble des versants (déstabilisations de versant sur le bassin de la Tontouta, de la Lungga ou de la Ngalimbiu),

- et une érosion hydrique active, sur la roche en place (Sénonien ou serpentinites) ou sur les formations superficielles dérivés de roches ultrabasiques sur les piedmonts (Lembi).

A ces instabilités de versants répond souvent des ruptures d'équilibre dans les lits fluviaux (lits torrentiels, lits en tresse et lits à fonds mobiles) ou dans les embouchures de rivières (progression de deltas-cônes ou des deltas composites).

DES FACTEURS D'INSTABILITE A LA CARTOGRAPHIE DE L'ALEA NATUREL

Les contraintes naturelles inhérentes à ces milieux insulaires montagneux (caractères physiographiques des bassins-versants, organisation du réseau hydrographique, propriétés mécaniques et aspect tectonique des matériaux, conditions hydro-climatiques sévères avec des précipitations et des crues qui se rapprochent ou qui constituent des records mondiaux) orientent la dynamique des milieux. Si les précipitations cycloniques par leur intensité et/ou leur durée jouent un rôle majeur dans le déclenchement des instabilités, l'anthropisation du milieu, sous ses diverses formes (exploitations minières et forestières, feux, mise en valeur agricole), révèle ou accentue des contraintes naturelles existantes. L'analyse des facteurs d'instabilité nous a amené à établir une méthode de cartographie semi-automatique des aléas, en établissant les relations entre les paramètres de description des terrains, et les zones identifiées comme instables. La comparaison des résultats de cette méthode avec la carte d'aléas établis selon une procédure classique fait ressortir une concordance entre les deux documents concernant les zones de départ des processus d'instabilité, mais la cartographie semi-automatique ne fait pas ressortir les zones de parcours des laves torrentielles. Elle peut être pour l'instant considérée comme un complément à l'approche multifactorielle classique, présentant l'avantage de développer des pré-cartes d'évaluation de la stabilité

des terrains en un temps réduit. Elle peut servir à identifier les zones où des investigations de détails sur le terrain devront être conduites.

LES TRANSPORTS SOLIDES

Les processus morphogéniques se répercutent dans les lits fluviaux et une quantification des transports solides a permis d'évaluer des taux de dégradations spécifiques, et de caractériser l'impact de l'anthropisation du milieu sur le flux des matériaux en rivière.

Les taux de dégradations des cours d'eau étudiés en Nouvelle-Calédonie sont proches de ceux d'autres bassins de la bande intertropicale (230 t.an⁻¹.km⁻² pour la Ouenghi, 150 t.an⁻¹.km⁻² pour la Dumbéa). La grande variabilité des flux particuliers interannuelle, mensuelle et journalière est en relation étroite avec l'intensité des précipitations et notamment l'activité cyclonique. Les 10 premières crues de la Ouenghi représentent ainsi 87 % de l'exportation totale des suspensions. L'influence de l'activité minière apparaît avec les travaux de prospection et au cours des premières années d'exploitation avant de diminuer ensuite. Le flux particulier de la Ouenghi est évalué à 200 000 t.an⁻¹ les premières années, en raison de l'ouverture de l'exploitation du Kongouhaou et passe ensuite à 60 000 t.an⁻¹. La composition chimique des apports en suspensions confirme, sur la Pouembout, l'importance des apports anthropiques (prédominance de la magnésie et des oxydes métalliques dans la composition des eaux en aval du bassin). Mais l'influence des matériaux issus du massif péridotitique du Kopéto varie selon la répartition de la pluie sur le bassin de la Pouembout, et la composition chimique des sédiments de certaines crues se rapproche davantage des suspensions de la Poualooa, bassin largement dominé par les formations du Sénonien, que des suspensions provenant du massif ultrabasique. Les taux de dégradations spécifiques sont d'ailleurs plus importants sur le sous-bassin de la Poualooa où dominent les formations à charbon, que sur les sous-bassins Kopéto ou Papainda, même si le Kopéto est partiellement dégradé par les prospections minières.

LES PERSPECTIVES

Les développements de la télédétection qui comprennent à la fois l'amélioration des capteurs (futur satellite à très haute résolution d'environ 2.5 m), du traitement du signal et de l'interprétation, pourraient déboucher sur des applications de photogrammétrie relativement précises. Celles-ci permettraient de décrire la morphologie d'un versant et d'en saisir son évolution. La comparaison de différents modèles numériques de terrain devrait caractériser les déformations de versants en précisant l'extension du site instable et la variabilité de déformation des secteurs du site instable.

ANNEXES 1

METHODES D'ANALYSE DES SEDIMENTS (Laboratoire de Chimie de l'ORSTOM - NOUMEA)

MISE EN SOLUTION :

- Prise d'essai sur un échantillon séché à 105°C puis pesé.
- Détermination de la perte au feu après calcination (destruction de la matière organique).
- Mise en solution totale par fusion, obtenue par chauffage par induction, après mélange de 80 mg de produit calciné à 1 g de métaborate de strontium.
- Perle liquide obtenue à 1100°C dissoute dans une solution à 1 % d'acide nitrique amenée ensuite à 200 ml.

ANALYSES :

- Par spectrométrie d'absorption atomique pour le calcium, le magnésium, le manganèse, le nickel, le chrome, le cobalt et le sodium.
- Par spectrométrie d'émission pour le potassium.
- Par spectrométrie d'absorption moléculaire pour le fer, l'aluminium, le titane et la silice :
 - . Fer : Oxydation du fer par le peroxydisulfate de potassium et colorométrie du complexe d'ammonium.
 - . Aluminium : Colorométrie du complexe aluminium-eriochrome cyanine à pH 6,0.
 - . Titane : Colorométrie du complexe titane-acide chromotrope à pH 3,0.
 - . Silice : Colorométrie du complexe silicomolybdique, réduit par l'acide ascorbique.

ANNEXES II

LEXIQUE DE TELEDETECTION¹

Bande spectrale : Intervalle du spectre des longueurs d'onde (ou des fréquences) du rayonnement électromagnétique.

Capteur : Instrument qui recueille de l'énergie radiative provenant de la scène visée et délivre un signal électrique correspondant et mesurable. Par assimilation, et bien qu'elle ne délivre pas de signal électrique, on considère la chambre photographique comme un "capteur".

Classement assistée ou supervisée : Classement automatique dans laquelle s'effectue une répartition *a posteriori* de pixels connus en un certain nombre de classes.

Classification non assistée ou non supervisée : Classification automatique dans laquelle s'effectue une répartition *a priori* de pixels en un certain nombre de classes.

Combinaison de canaux : Calcul arithmétique effectué pixel par pixel à partir de valeurs radiométriques de canaux distincts.

Composition colorée : Représentation significative obtenue par une ou plusieurs combinaisons de couleurs.

Concaténer : Ramener plusieurs images numériques à la même échelle et les assembler afin d'obtenir une continuité optimale (mosaïque d'images).

Donnée brute : Signal issu d'un capteur et mis sous une forme, soit analogique, soit numérique, disponible en vue de traitements.

Donnée corrigée : Donnée brute qui a subi un ou plusieurs traitements comportant des corrections radiométriques et/ou géométriques.

Image : Représentation plane obtenue à partir d'un enregistrement structuré de données (image potentielle) saisies par télédétection aérospatiale. Par extension, l'enregistrement qui permet d'obtenir cette représentation.

Luminance : Elle est égale, en un point de surface et dans une direction donnée, au quotient de l'intensité lumineuse d'un élément de cette surface par l'aire de la projection orthogonale de cet élément sur un plan perpendiculaire à la direction donnée.

Modèle numérique de terrain (M.N.T.) : Représentation conventionnelle, sous forme numérique, qui décrit la surface topographique avec une précision déterminée.

¹ Pour l'essentiel, vocabulaire tiré du *Dictionnaire de télédétection aérospatiale* de S. PAUL, A. ALOUAGES, H. BONNEVAL et L. PONTIER. (1982), Ed. MASSON, Paris, 236 p.

Pixel (de l'anglais "Picture element") : Plus petite surface homogène constitutive d'une image enregistrée, définie par les dimensions de la maille d'échantillonnage.

Réalité de terrain : Connaissance de caractéristiques de la scène étudiée, à partir d'observations et de mesures (enregistrées ou non) réalisées *in situ*.

1 - Forme à ne pas employer : **vérité-terrain** ou **vérité de terrain** en raison des jugements de valeur contenus dans ces expressions.

2 - L'ensemble des données disponibles se rapportant à la scène et obtenu au sol par des moyens appropriés est appelé **données de terrain**.

3 - Faute de pouvoir effectuer, en certaines circonstances, des mesures directement au sol, certains investigateurs utilisent des photographies prises à basse altitude afin d'obtenir sur la scène des éléments visuels d'interprétation qu'ils désignent par **vérité-terrain**. Il s'agit en réalité de **données auxiliaires de télédétection** qui, en toute rigueur, ne peuvent avoir la valeur de données de terrain.

Résolution : Terme général employé pour évoquer :

1 - Dans le cas d'un système de mesurage, l'aptitude à séparer deux niveaux d'un signal.

2 - Dans le cas d'une image l'aptitude à rendre distincts deux points voisins. La résolution est spécifiée par le pouvoir de résolution telle que cette notion est retenue en optique. On entend par limite de résolution l'inverse du pouvoir de résolution.

Numérisation : Technique qui consiste à transformer un signal optique en une information numérique au moyen d'un outil qui emmagasine électroniquement l'information contenue dans le document de départ.

Scène SPOT : Ensemble constitué par les données issues d'un canal de données et organisées en 6000 lignes de balayage (mode panchromatique) ou en 3000 lignes de balayage obtenues dans chacune des trois bandes spectrales simultanément (mode XS). Par extension, scène SPOT désigne également soit la représentation des données sous forme numérique ou visualisée après traitement de ces données brutes, soit la zone du sol correspondant à ces données.

Seuillage : Le caractère numérique de l'information spatiale permet le calcul pour chaque bande spectrale, pour tout ou partie de la scène considérée, d'un histogramme de répartition des valeurs de chaque pixel. Le seuillage consiste à supprimer, arbitrairement ou logiquement, une partie de l'information à un niveau donné.

Signature spectrale : Ensemble des caractéristiques conditionnant l'interaction du rayonnement électromagnétique avec la matière, nécessaires et suffisantes pour identifier une surface déterminée.

Télédétection : Ensemble des connaissances et techniques utilisées pour déterminer des caractéristiques physiques et biologiques d'objets par des mesures effectuées à distance, sans contact matériel avec ceux-ci.

Vecteur : Véhicule aérien ou spatial utilisé pour transporter une plateforme (structure sur laquelle peut être installé l'ensemble des capteurs et de leurs annexes) et sa charge utile.

Zone d'entraînement : (Syn. Polygone d'essai, zone d'apprentissage, site-témoin) Portion de territoire dont les caractéristiques sont connues avec précision et pourvue d'un équipement spécial, au-dessus de laquelle on effectue des missions de télédétection aérospatiale destinées à l'étude et à la mise au point de méthodes et d'équipements nouveaux, ou au contrôle des résultats de missions effectuées en d'autres régions.

LISTE DES TABLEAUX

1 : Les données satellitaires utilisées dans le cadre de l'étude	p. 2
2 : Les photographies aériennes utilisées dans le cadre de l'étude	p. 2
3 : Caractéristiques visuelles des phénomènes d'instabilité sur les images SPOT et les photographies aériennes	p. 3
4 : Caractéristiques morphométriques des glissements de terrain identifiés (photographies aériennes de 1982)	p. 3
5 : Caractéristiques morphométriques des décharges minières et des zones de sédimentation sur le bassin de la Kouangoué	p. 4
6 : Types de mouvements de terrain et indices d'instabilité sur le versant Nord-Ouest du Mont Ningua	p. 7
7 : Caractéristiques granulométriques des sédiments des creeks Bel-Air et Jeanne et Marie	p. 10
8 : Caractéristiques granulométriques des sédiments des creeks Nakalé et Nembrou	p. 10
9 : Coefficient de sinuosité des cours d'eau de la plaine Nord de Guadalcanal	p. 10
10 : Caractéristiques granulométriques des sédiments de la Thio (% et % cumulés)	p. 1
11 : Indices granulométriques des sédiments de la Thio	p. 1
12 : Caractéristiques physiographiques de quelques bassins-versants	p. 1
13 : Caractéristiques morphométriques des glissements de terrain du versant Nord-Ouest du Mont Ningua	p. 1
14 : Analyses chimiques de roches ultrabasiqes (Guillon, 1975)	p. 1
15 : Limites d'Atterberg de matériaux dérivés de roches ultrabasiqes	p. 1
16 : Minima et maxima annuels absolus (Nouvelle-Calédonie)	p. 10
17 : Irrégularité interannuelle des précipitations	p. 10
18 : Variabilité interannuelle des précipitations en Nouvelle-Calédonie	p. 10
19 : Variabilité interannuelle des précipitations à Honiara (1950-1992)	p. 10
20 : Valeurs extrêmes mensuelles en Nouvelle-Calédonie (1952-1984)	p. 10
21 : Pluviométrie moyenne mensuelle et annuelle et coefficients pluviométriques mensuels en Nouvelle-Calédonie (1952-1984)	p. 10
22 : Pluviométrie moyenne mensuelle et annuelle et coefficients pluviométriques mensuels (Iles Salomon)	p. 10
23 : Valeurs extrêmes mensuelles (1952-1984)	p. 10
24 : Vitesse moyenne des vents des cyclones et des dépressions tropicales	p. 1
25 : Répartition des cyclones et des dépressions tropicales en fonction de la latitude (1947-1989)	p. 1
26 : Répartitions des cyclones et des dépressions tropicales en fonction de la longitude (1947-1989)	p. 1
27 : Répartition mensuelle des dépressions tropicales et des cyclones en Nouvelle-Calédonie (1939-1989)	p. 18
28 : Répartition mensuelle des dépressions tropicales et des cyclones aux Iles Salomon (1939-1989)	p. 18
29 : Précipitations supérieures à 50 mm - Total mensuel (%)	p. 18
30 : Précipitations supérieures à 100 mm - Total mensuel (%)	p. 18
31 : Précipitations maximales en 24 h observées	p. 18
32 : Valeurs maximales absolues de précipitations en 24 h	p. 18
33 : Valeurs de la pluie maximale de 48 h pour diverses périodes de retour	p. 18
34 : Valeurs caractéristiques des débits de la Ouenghi (1971-1984)	p. 19
35 : Valeurs caractéristiques des débits de la Pouembout (Radier Route de Forêt Plate) 1976-1985)	p. 19

36 : Valeurs caractéristiques des débits de la Poualoa Cote 117 (1979-1984)	p. 190
37 : Débits moyens mensuels et valeurs extrêmes (1970-1984) - Ouenghi RT1	p. 191
38 : Débits mensuels et valeurs extrêmes (1966-1992) Lungga	p. 191
39 : Bilan d'écoulement annuel	p. 192
40 : Part du volume ruisselé de quelques crues dans l'écoulement total	p. 193
41 : Caractéristiques hydrologiques de quelques crues	p. 194
42 : Maxima annuels de crues sur la Pouembout	p. 197
43 : Maxima annuels de crues sur la Ouenghi	p. 197
44 : Période de retour des crues (Pouembout)	p. 197
45 : Période de retour des crues (Ouenghi)	p. 197
46 : Intensités maximales horaires du Sud de la grande Terre et total des précipitations au cours du cyclone ANNE	p. 208
47 : Episodes pluvieux intenses dans le secteur du Mont Dore	p. 215
48 : Degré d'instabilité des terrains	p. 236
49 : Bilan annuel des transports solides en suspension	p. 247
50 : Importance des transports solides en suspension des plus fortes crues dans les exportations totales en suspensions (%)	p. 248
51 : Ouenghi RT1 (Débits solides) - Débits moyens journaliers en Kg.s ⁻¹	p. 249
52 : Pouembout Radier Route Forêt Plate (Débits solides) - Débits moyens journaliers en Kg.s ⁻¹	p. 249
53 : Poualoa Cote 117 (Débits solides) - Débits moyens journaliers en Kg.s ⁻¹	p. 250
54 : Papainda cote 50 (Débits solides) - Débits moyens journaliers en Kg.s ⁻¹	p. 250
55 : Kopéto cote 55 (Débits solides) - Débits moyens journaliers en Kg.s ⁻¹	p. 250
56 : Bassin Pouembout : Dégradations spécifiques (en t.ha ⁻¹)	p. 256
57 : Débits solides spécifiques et débits liquides spécifiques des bassins Ouenghi et Pouembout	p. 256
58 : Bassin Ouenghi - Caractéristiques de crues	p. 259
59 : Composition chimique des suspensions du bassin de la Pouembout	p. 261
60 : Participations de la Poualoa aux crues de la Pouembout	p. 264
61 : Composition moyenne des eaux de la Ouenghi	p. 265
62 : Les teneurs en cations des eaux de la Ouenghi	p. 267
63 : Surface cumulée - Barrage MANARA 1978	p. 271
64 : Surface cumulée - Barrage MANRA 1991	p. 271
65 : Calcul du volume du Barrage de DUMBEA	p. 274

LISTE DES FIGURES

1 : Localisation de la zone d'étude	p. 11
2 : Localisation des sites d'étude (Nouvelle-Calédonie)	p. 12
3 : Formation ultrabasiques et formation du Sénonien en Nouvelle-Calédonie : Localisation des sites d'étude	p. 13
4 : Bassin-versant Lungga : carte de localisation	p. 14
5 : De la carte topographique au modèle numérique de terrain	p. 23
6 : Caractéristiques du modèle numérique de terrain	p. 23
7 : Les systèmes informatiques de traitement d'images	p. 26
8 : Carte de localisation des glissements de terrain	p. 37
9 : Identification des limites des glissements de terrain (creek Bel-Air en rive droite de la Thio)	p. 38
10 : Instabilités de terrain et caractéristiques morphométriques	p. 39
11 : Evolution d'une glissement de terrain entre 1976 et 1989 (Bassin-versant Jeanne et Marie)	p. 41

12 : Evolution du delta de la Thio entre 1955 et 1989	p. 4
13 : Evolution du delta de la Ouenghi entre 1955 et 1982	p. 4
14 : Evolution des cours d'eau de la plaine de Guadalcanal	p. 4
15 : Evolution de la Lungga	p. 4
16 : Identification des zones dégradées (Bassin-versant de la Kouangoué)	p. 4
17 : Erosion et sédimentation sur le bassin-versant de la Ngalimbiu (Guadalcanal) suite au cyclone NAMU (18-19 Mai 1986)	p. 5
18 : Bassin-versant de la Tontouta - Secteur Kalouéhola. Compositioin colorée de l'image SPOT du 17 Juillet 1987	p. 5
19 : Bassin-versant de la Tontouta - Secteur Kalouéhola. Compositioin colorée de l'image SPOT du 02 Juillet 1992	p. 5
20 : Structure des trois facteurs d'une ACP (Bassin-versant de la Tontouta)	p. 5
21 : Cartographie évolutive (Bassin-versant de la Tontouta)	p. 5
22 : Essai d'identification des conséquences géomorphologiques du cyclone NAMU (13 Mai 1986) sur la plaine Nord de Guadalcanal à partir de l'imagerie SPOT du 30 Juin 1986	p. 6
23 : Classification ascendante hiérarchique : mine Bel-Air	p. 6
24 : Densité de distribution dans le canal XS1 des valeurs de luminance de quelques classes (Versant Nors-Oues du Mont Ningua - Image SPOT du 9/10/86)	p. 6
25 : Densité de distribution dans le canal XS2 des valeurs de luminance de quelques classes (Versant Nors-Oues du Mont Ningua - Image SPOT du 9/10/86)	p. 6
26 : Densité de distribution dans le canal XS3 des valeurs de luminance de quelques classes (Versant Nors-Oues du Mont Ningua - Image SPOT du 9/10/86)	p. 6
27 : Transect radiométrique et caractéristiques du milieu	p. 6
28 : Valeurs moyennes tronquées des réponses spectrales de quatre classes	p. 6
29 : Cartographie des zones dégradées sur le versant Nord-Ouest du Mont Ningua (bassin-versant de la Thio)	p. 6
30 : Caractéristiques numériques des zones à nus (mines, ablation et sédimentation)	p. 7
31 : La lave torrentielle du creek Jeanne et Marie (Bassin-versant de la Thio - 1989)	p. 8
32 : Calcul du volume de la ravine du creek Jeanne et marie (1989)	p. 8
33 : Glissement de terrain du Mont Dore : Contexte géologique général	p. 8
34 : Les mouvements de terrain actuels (1993) en amont du lotissement Mille et Berton (Mont Dore)	p. 8
35 : Glissement complexe sur le versant Nord-Ouest du Mont Ningua (Creek Bel-Air) Evolution 1989 - 1992	p. 8
36 : Identification des processus d'érosion hydrique par la technique du seuillage sur la formation à charbon du Sénonien (Bassin-versant Ouenghi)	p. 9
37 : Caractéristiques des paysages et des processus morphogéniques façonnés dans les roches volcano-sédimentaires du Sénonien (Formation à charbon et pélites siliceuses)	p. 9
38 : Les phénomènes d'érosion hydrique en domaine ultrabasique : la Lembi	p. 9
39 : Fonctionnement global d'un bassin torrentiel	p. 9
40 : Evolution du lit mineur de la Kouangoué entre 1976 et 1989	p. 10
41 : Organisation du lit de rivière au niveau de la confluence du creek Kouangoué et d'un lit torrentiel	p. 10
42 : Coupe transversale du lit de la Nakalé	p. 10
43 : Géomorphologie des lits fluviaux des rivières de la plaine Nord de Guadalcanal	p. 10
44 : Axes d'écoulement pendant le cyclone Namu (18-19 Mai 1986)	p. 10

45 : Sédiments de la rivière Thio en 1991 : Courbes granulométriques	p. 110
46 : Caractéristiques granulométriques des sédiments de la Thio en 1991	p. 111
47 : Variations de la largeur du chenal principal (aval de la rivière Thio)	p. 113
48 : Les deltas de la Baie de Ouango	p. 116
49 : Caractéristiques physiographiques de quelques bassins-versants de Nouvelle-Calédonie	p. 126
50 : Caractéristiques morphométriques des glissements de terrain du versant Nord-Ouest du Mont Ningua	p. 133
51 : Grandes unités géologiques des bassins Pouembout, Thio et Ouenghi	p. 136
52 : Géologie de l'île de Guadalcanal	p. 140
53 : Tectonique et mouvements de terrain : Densité de répartition des diaclases (canevas de Schmidt) et direction des diaclases	p. 143
54 : Les sols de montagne et de piedmont (Lembi)	p. 147
55 : Diagramme de plasticité de Casagrande	p. 151
56 : Situation atmosphérique moyenne dans le Sud-Ouest Pacifique	p. 155
57 : Les indices d'humidité (DH/médiane) et les coefficients d'irrégularité (DH/DS) en Nouvelle-Calédonie (1951-52/1992-93)	p. 161
58 : Répartition saisonnière des précipitations sous les latitudes intertropicales du Pacifique Sud-Ouest	p. 165
59 : Hauteurs pluviométriques moyennes annuelles en Nouvelle-Calédonie	p. 170
60 : Carte des précipitations annuelles sur le bassin-versant de la Pouembout	p. 171
61 : Carte des précipitations annuelles sur les bassins-versants Thio et Ouenghi	p. 172
62 : Hauteurs pluviométriques moyennes annuelles - Guadalcanal (Iles Salomon)	p. 174
63 : Nombre de dépressions tropicales et de cyclones ayant traversé chaque carré de 2° de 1947 à 1989	p. 175
64 : Les cyclones tropicaux dans le Sud-Ouest pacifique et leurs trajectoires préférentielles	p. 176
65 : Répartition des cyclones et des dépressions tropicales en fonction de la latitude (1947-1989)	p. 178
66 : Répartition des années en fonction du nombre de dépressions tropicales et de cyclones (1939-1989)	p. 180
67 : Répartition mensuelle des dépressions tropicales et des cyclones en Nouvelle-Calédonie et aux Iles Salomon (1939-1989)	p. 181
68 : Pluies ponctuelles - Répartitions maximales connues	p. 186
69 : Répartition mensuelle des crues (Bassin-versant de la Pouembout)	p. 193
70 : Principales crues survenues sur le Nord de la Grande Terre entre 1931 et 1992 - Classement par débit croissant et par bassin-versant	p. 195
71 : Crues : Records mondiaux	p. 196
72 : Trajectoire des cyclones GYAN, NAMU, ANNE et ESAÛ	p. 199
73 : Bassin-versant de la Lungga : Carte des précipitations des 17 au 19 Mai 1986 (Cyclone NAMU)	p. 201
74 : Situation atmosphérique en surface les 11-13-14 Janvier 1988	p. 203
75 : Les précipitations du 12 Janvier 1988 sur le Sud du Territoire	p. 205
76 : Déplacement général du cyclone ANNE et progression du maximum pluvieux	p. 205
77 : Carte des isohyètes - Cyclone ANNE - 12 Janvier 1988, Bassin-versant de la Thio	p. 207
78 : Relation entre les échelles de St Michel et de St Paul	p. 209
79 : Evaluation des transports solides du creek Jeanne et Marie au cours du cyclone Anne (12-13 Janvier 1988)	p. 210
80 : Précipitations des 4-5 Mars 1992 (cyclone ESAÛ) sur le bassin de la Pouembout	p. 213
81 : Crues des 4-5 Mars 1992 (Cyclone ESAÛ) - Pouembout à Boutana	p. 214

82 : Hauteurs des précipitations journalières de Février 1990 et début Avril 1992 à Plum	p. 2
83 : Les mécanismes de dégradation du milieu physique résultant de l'exploitation du nickel en Nouvelle-Calédonie	p. 2
84 : Evolution régressive du couvert végétal en Nouvelle-Calédonie	p. 2
85 : Carte des aléas (Versant Nord-Ouest du Mont Ningua)	p. 2
86 : Méthode de cartographie automatique des aléas	p. 2
87 : Evaluation de l'aléas "Mouvement de terrain" sur le versant Nord-Ouest du Mont Ningua (Bassin-versant de la Thio)	p. 2
88 : Sites de prélèvements et de contrôles sur la Pouembout	p. 2
89 : Méthode d'étude des flux particuliers de deux rivières de Nouvelle-Calédonie (Ouenghi et Pouembout)	p. 2
90 : Dépouillement type de jaugeage au moulinet et des mesures de transports solides réalisés avec exploration du champ de vitesse	p. 2
91 : Relations entre débit solide moyen annuel et débit journalier maximal	p. 2
92 : Crue des 3-5 Février 1974 : Relations turbidités/Débits liquides instantanés	p. 2
93 : Crue des 6-8 Mars 1975 : Relations turbidités/Débits liquides instantanés	p. 2
94 : Crue des 24-25 Décembre 1981 (Cyclone GYAN) : Relations turbidités/Débits liquides instantanés	p. 2
95 : Crue des 6-10 Janvier 1978 : Relations turbidités/Débits liquides instantanés	p. 2
96 : Ouenghi RT1 - Crue du 3 au 7 Février 1974 (Hydrogramme et solidogramme)	p. 2
97 : Ouenghi RT1 - Crue du 6 au 10 Mars 1975 (Hydrogramme et solidogramme)	p. 2
98 : Ouenghi RT1 - Crue du 24 au 25 Décembre 1981 (Hydrogramme et solidogramme)	p. 2
99 : Relation débits solides spécifiques et débits liquides spécifiques pour les bassins Ouenghi et Pouembout (1975-76 à 1981-82)	p. 2
100 : Ouenghi RT1 : Variations des flux particuliers en fonction du volume ruisselé	p. 2
101 : Ouenghi RT1 : Evolution des transports solides et des volumes écoulés au cours de la période 1973-1982	p. 2
102 : Influence des activités minières sur le débit solide spécifique annuel (Ouenghi RT1)	p. 2
103 : Evolution des éléments au cours d'une crue (Bassin-versant du Kopéto, crue des 23-24 Décembre 1981)	p. 2
104 : Composition chimique des suspensions de la Pouembout	p. 2
105 : Variations de la composition chimique des suspensions de la Pouembout et de ses affluents	p. 2
106 : Faciès chimiques des eaux superficielles	p. 2
107 : Variations de Mg^{++} et SiO_2	p. 2
108 : Débits d'exportation du Magnésium - Ouenghi RT1	p. 2
109 : Localisation des retenues	p. 2
110 : Plan topographique de la retenue de Manara en Novembre 1978 (Avant mise en eau) et en Février 1991	p. 2
111 : Courbe des capacités du barrage de Dumbéa	p. 2
112 : Evolution de la capacité du barrage MANARA (SIREIS) entre Novembre 1978 et Février 1991	p. 2

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

1 : Creek Bel-Air, rive droite du bassin-versant de la Thio	p. 38
2 : Bassin-versant torrentiel d'origine anthropique (Tontouta)	p. 80

3 : Glissements de terrain sur le bassin de la Tontouta	p. 80
4 : Mouvement de terrain du Kongouhaou (Bassin-versant de la Ouenghi)	p. 80
5 : Détail du mouvement de terrain du Kongouhaou	p. 80
6 : Lave torrentielle (Jeanne et Marie)	p. 81
7 : Bassin de la Kouangoué (Rive gauche de la Thio)	p. 81
8 : Delta de la Thio	p. 81
9 : Forme d'érosion hydrique sur les formations superficielles de piedmont dérivées des roches ultrabasiques (Lembi)	p. 81

BIBLIOGRAPHIE

- ACTES DU PREMIER FORUM FRANCAIS DE GEOMORPHOLOGIE (1987)** : Thème I: Regards actuels sur les paléotopographies; Thème II : Géomorphologie et risques naturels; Thème III : La télédétection en géomorphologie. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, XXXVI ème année, n° 3 et n° 4, pp. 65-142.
- ANONYME (1989)** : *Guide d'utilisation du progiciel CARTO-PC, Version 1.0*, Ecole des Mines de Paris, C.T.A.M.N., Sophia Antipolis, Rapport 89/R/02, Vol.1 107 p, Vol. 2 102 p.
- ANTOINE P. (1977)** : Réflexions sur la cartographie ZERMOS et bilan des expériences en cours. *Bulletin du B.R.G.M.*, Section III, n° : 1/2, pp. 9-20.
- ANTROP H. (1987)** : Analyse texturale du paysage par interprétation visuelle d'images Landsat (MSS7) et des photographies aériennes. *Hommes et Terre du Nord*, Lille, n°3, pp. 162-168, 1 fig., 2 tab.
- ASKEW A. (1981)** : Vivre avec les crues. *Nature et Ressources*. Vol. 27 n° 1, UNESCO, pp. 4-9.
- Atlas de la Nouvelle-Calédonie et Dépendances (1981)** : Ouvrage collectif, ORSTOM, 53 planches couleurs, 108 pages de commentaires.
- AUZENEAU S., DARCHEN J. (1983)** : Autour de la saison 1982-1983 des perturbations tropicales en Polynésie Française. *Met Mar* n° 120, pp. 14-30.
- AVIAS J. (1952)** : *Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique des formations antécétacées de la Nouvelle-Calédonie*. Thèse Sciences de la Terre, Nancy, 276 pages.
- BALTZER F. (1969)** : Les formations végétales associées au delta de la Dumbéa (Nouvelle-Calédonie) et leurs indications écologiques, géomorphologiques et sédimentologiques mise en évidence par la cartographie. *Cahiers ORSTOM, série Géologie*, I, pp. 59-84.
- BALTZER F., LAFOND L. (1971)** : Marais maritimes tropicaux. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*. Paris, Vol. 13, fasc. 2, pp. 173-196.
- BALTZER F., TRESCASES J.J. (1971)** : Erosion, transport et sédimentation liés aux cyclones tropicaux dans les massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie. Première approche du bilan de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation en zone tropicale. *Cahiers ORSTOM, série Géologie*. III, 2, pp. 221-244.
- BALTZER F. (1974)** : Quelques effets sédimentologiques du Cyclone Brenda dans la plaine alluviale de la Dumbéa (côte Ouest de la Nouvelle-Calédonie). *Revue de Géomorphologie Dynamique*, tome XXI, pp 97-114.
- BALTZER F. (1982)** : *Géodynamique de la sédimentation et diagenèse précoce en domaine ultrabasique. Nouvelle-Calédonie*. Travaux et Documents n° 152, ORSTOM, 15 microfiches, 284 pages.
- BARDINET C., MONGET J.M. (1978)** : *Landchad: Télédétection en géographie appliquée en zone sahélienne du Tchad*. Coll. E.N.S.J.F., n° 12, Paris, 543 p.

- BARIOU R. (1978) :** *Manuel de télédétection*. Paris, SODIPE, 349 p.
- BARNABA E.M., PHILIPSON W.R., INGRAM A.W. (1991) :** The use of aerial photographs in County inventories of waste disposal sites. *Photogrammetric engineering and remote sensing (PERS)*, Vol. 57, n° 10, pp. 1289-1296.
- BENEZIT M. (1981) :** *Report on mining pollution in New Caledonia*. South Pacific Regional Environment Programme (S.P.R.E.P.), Topic review, Noumea, South Pacific Commission, 20 p.
- BERNUS E., PONCET Y. (1981) :** Etude exploratoire du milieu naturel par télédétection. ORSTOM, *Télédétection* n° 6, 10 fig., 40 p.
- BEROUTCHACHVILI N. (1977) :** Géophysique du paysage. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, tome 26.
- BEROUTCHACHVILI N., MATHIEU J.C. (1977) :** L'éthologie des géosystèmes. *L'espace géographique*, tome 6, pp. 73-84.
- BERTRAND G. (1972) :** La "Science du paysage", une "Science en diagonale". *Rev. Géo. Pyr. Sud Ouest*, tome 43, pp 127-133.
- BESANVAL G. (1971) :** *Etude du charriage alluvial. Stage de dynamique fluviale et aménagement des cours d'eau*. Ministère de l'Agriculture et Université de Strasbourg. Centre de Perfectionnement Aménagement du Milieu Naturel, 52 p.
- BESSET F. (1978) :** *Localisations et répartitions successives du nickel au cours de l'altération latéritique des péridotites de Nouvelle-Calédonie*. Th.3^{ème} cycle, Montpellier, 129 p.
- BIRD E.C.F., DUBOIS J.P., ILTIS J.A. (1984) :** *The impacts of opencast mining on the rivers and coasts of New Caledonia*. Tokyo, United Nations University, 30 pl., 53 p.
- BIROT P. (1981) :** *Les processus d'érosion à la surface des continents*. Paris : Masson, 605 p.
- BOCCO G., PALACIO J., VALENZUELA C.R. (1990) :** Gully erosion modelling using GIS and geomorphology knowledge. *ITC Journal*, n° 3, pp. 253-261.
- BORNE F, DEPRAETERE C., FEAU C., FOL P. (1991) :** Prise en compte du relief dans la classification des états de surface à partir d'image SPOT. Exemple de la presqu'île de Taravao (Tahiti). *Colloque "Caractérisation et suivi d'espaces agricoles et pastoraux"*, ORSTOM, pp. 159-169.
- BOURDON E., BECQUER T. (1992) :** Etude préliminaire de l'organisation pédologique des sols ferrallitiques des massifs du sud de la Grande Terre : zone de La Coulée et de la Lembi. Nouméa : ORSTOM. *Convention Sci. Vie : Agropédologie*, 12, 19 p.
- BOURDON E., BECQUER T. (1992) :** Etude de l'organisation pédologique des sols ferrallitiques des massifs du Sud de la Grande Terre : zones de la Coulée et de la Lembi. Caractérisation physico-chimique des sols. Nouméa : ORSTOM, *Conventions Sci.Vie : Agropédologie*, 16, 88 p.
- BRAVARD J. (1991) :** La dynamique fluviale à l'épreuve des changements environnementaux : Quels enseignements applicables à l'aménagement des rivières. *La Houille Blanche*, n° 7-8, pp. 515-521.

- BRESSOLIER C.** (1974) : *Processus d'actions dynamiques et réponses sédimentaires à la pointe de la Courbe*. Mémoire Labo. Géomorphologie, Dinard : EPHE, n°27, 157 p.
- BRUN F., DENEGRE J., PASQUIER B.** (1977) : *Recherches en cartographie et photointerprétation. Le traitement automatisé de l'image*. Paris : Doc. Fra., 480 p.
- BRUNEAU M., CABAUSSEL G.** (1973) : *La dynamique des paysages en zone tropicale. Essai de cartographie dans la région de Si Satchanlai (Thaïlande septentrionale)*. Bordeaux CEGET, 73 p.
- BRUNEAU M., KILIAN J.** (1984) : Inventaires agro-écologiques, paysages et télédétection en milieu tropical: Essai méthodologique. *L'Espace Géographique*, n°3, Doin, pp. 215-224.
- BRUNSDEN D., PRIOR D.B.** (1984) : Slope Instability. in *Landscape systems. A series in Geomorphology*. John Wiley and Sons, pp. 523-603.
- BUCAILLE A.** (1975) : *Rapport sur la pollution minière en Nouvelle-Calédonie*. 29 p.
- BUCAILLE A.** (1980) : Nickel et diversification minière en Nouvelle-Calédonie. *Annales des Mines*, n°7/8, 4 fig.
- BURKHAM D.E., DAWDY D.R.** (1980) : General study of the modified EINSTEIN method of computing total sediment discharge. *Geological survey water supply paper 2066*, Washington, 67 p.
- BURROUGH P.A.** (1986) : *Principles of Geographical Information Systems for land resources assessment*. Clarendon Press, Oxford.
- CABOS V., WANIEZ P.** (1987): *Les données et le Territoire: initiation à la numérisation pour la cartographie statistique*. Coll. RECLUS, Montpellier, 54 p.
- CAILLEUX A., VERGER F.** (1961): *Graphiques granulométriques, Travaux Pratiques*. C.D.U./S.E.D.E.S., Paris, 44 p.
- CALCAGNI G., PALMENTOLA C., PENNETTA L.** (1982): Aspects morphodynamiques des environs de Garaguso-Lucanie (Italie méridionale). *Revue de Géomorphologie Dynamique*, n°3, pp. 81-90.
- CARRARA A., PUGLIESE, CARRATELLI E., MERENDA L.** (1977) : Computer based data bank and statistical analysis of slope instability phenomena. *Zeitschrift Für Geomorphologie*. Tome 21, fasc. 2, pp. 187-222.
- CARRARA A.** (1983) : Multivariate models for landslide hazard evaluation. *Mathematical Geol.* 15, 5, pp. 403-426.
- CARRARA A., CARDINALI M., GUZZETTI F.** (1992) : Uncertainty in assessing landslide hazard and risk. *ITC Journal*, n° 2, pp. 172-183.
- CHAUME R., COMBEAU A.** (1983) : Evolutions saisonnières comparées des signatures spectrales de divers milieux pérennes (forêts, prairies, sols nus) à partir de documents Landsat. *ORSTOM, série Télédétection*, n°8, 49 p.
- CHERRIER J.F.** (1984) : *Les forêts denses de Nouvelle-Calédonie*. Service des Forêts et Patrimoine Naturel. 51 p.

CHEVILLON C. (1990) : *Biosédimentologie du Grand Lagon Nord de la Nouvelle-Calédonie.* Thèse Doctorat Nouveau Régime, Université Aix-Marseille II, 255 p.

CLAUDE J., CHARTIER R. (1977) : Mesure de l'envasement dans les retenues de six barrages en Tunisie. Campagne de 1975. *Cahiers ORSTOM, série Hydrologie.* Vol XIV, n°1, pp. 3-35.

CNES., SPOT-IMAGE (1986) : *Guide des utilisateurs de données SPOT. Vol.1 : Manuel de référence. Vol. 2 et 3 : Guide pratique.*

COMMONER B. (1991) : Croissance démographique rapide et pression sur l'environnement. In *Conséquences de la croissance démographique rapide dans les pays en développement.* I.N.E.D. Division de la population des Nations Unies. n° 5 - Congrès et colloques. 367 p.

COSTANZA R. (1991) : The ecological economic of sustainability : Investing in Natural Capital. dans : Goodland et al (dir Publ.), *Environmentally sustainable economic development : Building on Brundtland.* 83-90, Paris, UNESCO.

COSTER M., CHERMANT J.L. (1985) : *Précis d'analyse d'images.* Editions du C.N.R.S., Paris, 521 p.

COURAULT D. (1989) : Etude de la dégradation des états de surface par télédétection : analyses spectrales, spatiales et diachroniques. *Revue SOLS*, n°17, I.N.A.P.G., 239 p.

COURTOIS G., GASNIER M., MAIRE M., SCHERRER M. (1970) : Etude de déplacements de galets radioactifs sur la Bruche. Comparaison des résultats expérimentaux obtenus et de l'application de la formule de MEYER-PETER. *La Houille Blanche*, n° 7, pp. 651-660.

CROZIER J.M. (1986) : *Landslides, causes, consequences and environment.* Croom Helm, Londres, 152 p.

DAGORNE D. (1991) : Outils du changement d'échelle en télédétection : Aspects radiométriques et spatiaux. in *SEMINFOR 4 : Le transfert d'échelle.* Colloques et Séminaires. 4ème Séminaire Informatique de l'ORSTOM, Centre de Brest, 11/13 Sept. 1898, Paris, 1991, 518 p.

DAHL A. L., BAUMGART I. L. (1983) : *The state of the environment in the South Pacific.* UNEP Regional Seas Reports and Studies n° 31, 25 p.

DANITOFEA S., BAINES G.B. (1987) : Cyclone NAMU and the north Guadalcanal coast, Solomon Islands : implications for economic development. Paper presented at *Workshop on coastal processes in the South Pacific Island Nations.* Lae, Papua New Guinea. 4 pp.

DANLOUX J. (1982) : *Régime hydrologique et transports solides en suspensions de la rivière Pouembout et de ses affluents : Résultats de la campagne 1979-1980.* Rapport ORSTOM-Nouméa, 21 p.

DANLOUX J. (1983) : *Hydrologie des régions tropicales humides - Projet A.1.10.3 du PHI II - Nouvelle-Calédonie.* Comité National pour le Programme Hydrologique International de l'UNESCO, Ministère de l'Environnement, ORSTOM, 11 p.

DANLOUX J. (1984) : Crues d'origine cyclonique dans l'Océan Indien (Madagascar) et le Pacifique Sud (Nouvelle-Calédonie et Tahiti). *Proceedings of the Hamburg Symposium, Hydrology*

of Humid Regions with Particular Reference to the Hydrological Effects of Agriculture and Forestry Practice. IAHS Publ.n° 140, pp. 29-37.

DANLOUX J., FERRY L. (1985) : Les crues et la saison cyclonique 1982-1983 en Polynésie Française. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrologie, Vol. XXI, n° 1, pp. 29-38.*

DANLOUX J. (1987) : *Contribution à l'étude des transports solides en Nouvelle-Calédonie : Les transports solides en suspension sur les bassins de la Ouenghi et de la Pouembout. Rapport ORSTOM/SLN, 121 p.*

DANLOUX J. (1987) : *Aménagements ruraux en Nouvelle-Calédonie. Evaluation de quelques contraintes pluviométriques dans les secteurs de plaine et en l'absence d'irrigation. Conditions d'utilisation de la carte des isohyètes interannuelles. Conventions Sciences de la Terre, Hydrologie, ORSTOM, n° 1, 42 p. + 4 cartes.*

DANLOUX J., LAGANIER R. (1991) : Classification et quantification des phénomènes d'érosion, de transport et de sédimentation sur les bassins touchés par l'exploitation minière en Nouvelle-Calédonie. *Rapports Scientifiques et Techniques, n° 2, ORSTOM Nouméa et Hydrologie Continentale Vol. 6, n° 1 pp. 15-28.*

DAVIES H. L. (1985) : Mineral potential of the southwest Pacific Islands. in *Environment and resources in the Pacific, UNEP Regional Seas Reports and Studies n° 69, pp. 129-142.*

DEDIEU J.P., NICOLAS P. (1991) : Utilisation de la télédétection dans des S.I.G. à grande échelle : Exemple de programme appliqué aux risques naturels et anthropiques en zone de montagne (Savoie, France). *Bull. S.F.P.T., n° 122, pp. 35-39.*

DEPRAETERE C. (1984) : *Etudes géomorphologiques comparatives en Afrique du Sud: applications hydrologiques et géomorphologiques. Th. IIIème cycle en Géographie, Université Paris-Sorbonne, Paris IV, 3 vol., 540 p.*

DEPRAETERE C. (1989) : Etude géomorphométrique du bassin-versant de Booro-Borotu à partir d'un M.N.T. *Séminaire HYPERBAV, Sept. 1989, ORSTOM Montpellier.*

DEPRAETERE C. (1990) : Logiciel DEMIURGE (TOPOLOG, OROLOG et LAMONT). 3 notices. ORSTOM Montpellier, Laboratoire d'hydrologie.

DETTWILLER J., DHONNEUR G. (1980) : Records de pluie à la Réunion. *Bull. Info. Météo. Nationale, n° 49, pp. 11-13.*

DINGER F., TACKER Y. (1989) : *Protection contre les risques naturels et lutte contre l'érosion en Nouvelle-Calédonie. Compte rendu de mission C.E.M.A.G.R.E.F., Service R.T.M.*

DOSSO M. (1991) : *Mise en relation de l'organisation tridimensionnelle des formations superficielles et de différents données de télédétection correspondantes : Exemples pris en zone tropicale et en zone tempérée. Coll. Etudes et Thèses, ORSTOM, 287 p.*

DOSSO M., KILIAN J., SAVARY G. (1983) : Campagne de simulation des données SPOT : Evaluation des sols dégradés et étude du réseau hydrographique. *L'Agronomie Tropicale, Vol. 38, n° 4, pp. 253-265.*

DOUMENGE F. (1984) : Les cyclones de l'été austral 1982-1983 en Polynésie Française : seuils climatiques et viabilité des petites îles. in Collection "Îles et archipels", n°3 : *Nature et Hommes dans les îles tropicales*, CEGET-CRET, pp. 51-68.

DUBREUIL P. (1974) : *Initiation à l'analyse hydrologique*. Masson - ORSTOM, 216 p.

DUBUCQ M. (1986) : Télédétection spatiale et érosion des sols. Etude bibliographique. *Cahiers ORSTOM, série Pédologie*, Vol. XXII, n° 2, pp. 247-258.

DUGAIN F. (1953) : *Dégradation et prospection des sols de la Nouvelle-Calédonie*. ORSTOM, Nouméa, 26 p.

DUGAS F. (1974) : La sédimentation en baie de St Vincent (Côte Ouest de la Nouvelle-Calédonie). *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, Vol. VI, n° 1, pp 41-62.

DUMAS B., GUEREMY P., LECOMPTE M., LHENAFF R., RAFFY J. (1988) : Mouvements de terrain et érosion hydrique dans les Baronnies méridionales: Méthodes d'étude et premiers résultats. *Travaux Inst. Géogr. Reims*, n° 69-70.

DUPON J.F. (1986) : *Les effets de l'exploitation minière sur l'environnement des îles hautes : Le cas de l'extraction du minerai de nickel en Nouvelle-Calédonie*. CPS/PROE, Nouméa, (Environnement : Etudes de cas, Pacific Sud Etudes, n° 1), 6 p.

DUPON J.F. (1989) : Risque cyclonique et agriculture dans les territoires français du Pacifique. in *Le risque en agriculture*, ORSTOM, Paris, M. Eldin et P. Milleville (Editeurs Scientifiques), coll. A travers champs, 619 p.

ELDIN M., MILLEVILLE P. (Ed.) (1987) : *Le risque en agriculture*. ORSTOM, Paris, 619 p.

ERICKSE N.J. (1986) : *Creating flood disasters ?* Wellington. Water and Soils Miscellaneous Publications, n° 77, 322 p.

ESCADAFAL R. (1989) : *Caractérisation de la surface des sols arides par observations de terrain et par télédétection. Application : Exemple de la région de Tataouine (Tunisie)*. Paris : ORSTOM, Coll. Etudes et Thèses, 317 p.

FAUGERES L. (1990) : Géographie physique et risques naturels. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, Paris, n° 2, pp. 89-98.

FAUGERES L. (1991) : La geo-cindynique, géo-science du risque. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, Paris, n° 3, pp. 179-193.

FERRY L. (1992) : *Le Nouvel Ordre écologique : l'arbre, l'animal et l'homme*. Grasset, Paris.

FLAGEOLLET J. Cl. (1989) : *Les mouvements de terrain et leur prévention*. Paris, Masson, 224 p.

FOLK R.L., WARD N.C (1957) : Brazos River Bar : a study in the significance of grain size parameters. *Journ. Sed. Petr.* Vol. 27, pp. 3-26.

FRALIT (1978) : *Télédétection du littoral océanique de la France*. Coll. Ecole Normale Supérieure de Jeune Fille. n° 11, 3010 p.

- FRECAUT R.** (1982) : *Elements d'hydrologie et de dynamique fluviales. Tome 1 : Hydrologie et dynamique fluviales des régions chaudes et humides des basses latitudes*. Publications Université Nancy II, 147 p.
- FREYNE D.F., McALPINE J.R.** (1985) : Land clearing and development in Papua New Guinea. in *Tropical Land Clearing for Sustainable Agriculture*. IBSRAM proceedings, n° 3, pp. 153-163.
- GARRY G.** (1987) : La cartographie des risques naturels. pp. 190-200, *Forum international de l'instrumentation et de l'information géographique. Actes du colloque FI3G*, 10-13 Juin 1987, Lyon, 2 volumes, 609 p et 297 p.
- GERY P.M.** (1972) : *Note sur les décharges minières en Nouvelle-Calédonie*. C.N.A.M., Rapport multigraphié, 22 p.
- GIOVANELLI J.** (1953): *Le climat de la Nouvelle-Calédonie*. Imprimeries réunies, Nouméa, 57 p.
- GIRAULT F.** (1992) : *Auscultation de versants instables par imagerie numérique*. Diplôme d'Ingénieur C.N.A.M., Paris, 193 p.
- GLANCY P.A.** (1988) : Streamflow, sediment transport and nutrient transport at Incline Village, Lake Tahoe, Nevada, 1970-1973. *U.S. Geological Survey Water Supply, Paper 2313*, 53 p.
- GODARD A.** (1990) : La place des risques naturels dans la recherche en géographie physique. L'exemple du Laboratoire 141 C.N.R.S. de Meudon. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, Paris, n° 2, pp. 99-112.
- GOUT B.** (1991) : *Influence des apports terrigènes dans les écosystèmes lagunaires de Mayotte et de Nouvelle-Calédonie*. Thèse Université Montpellier II, 251 p.
- GREGOIRE J.M.** (1986) : Etude des corrélations entre la morphologie des branches amont du réseau hydrographique et le degré de mise en culture en Haute Guinée. Examen de l'imagerie Landsat MSS sur les bassins du Milo et du Niandan. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, n° 2, pp. 49-62.
- GRENIER A., DUBOIS J.M.M.** (1990) : Evolution littorale récente par télédétection : Synthèse méthodologique. *Photo-interprétation* n° 6, Editions ESKA, Paris, pp. 3-16.
- GUEREMY P.** (1989) : Principes de cartographie des risques inhérents à la dynamique des versants. *T.I.G.R.* n° 69-72 pp. 5-41.
- GUIGO M.** (1979) : *Hydrologie et érosion dans les Apennins Septentrional*. Thèse d'Etat, Aix-Marseille, 2 tomes, 501 p.
- GUILLON J.H.** (1975) : *Les massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie. Type d'appareil ultrabasique stratiforme de chaîne récente*. Mémoire ORSTOM, n° 76, 16 planches, 120 p.
- HACKMAN B.D.** (1980) : *The geology of Guadalcanal, Solomon Islands*. Overseas Memoir n° 6, Institute of Geological Sciences. Natural Environment Research Council. London, 115 p.
- HADLEY R.F., ONGLEY E.D.** (1989) : *Sediment and the Environment*. Publication IAHS n°184. Proceedings of a Symposium held in Baltimore - Maryland (USA), 17-18 Mai 1989.

- HERVIEU J.** (1968) : *Contribution à l'étude de l'alluvionnement en milieu tropical*. Mémoire ORSTOM, n° 24, 466 p.
- HOTYAT M., VEYRET Y., BOUCHOT P.** (1987) : Couvert végétal, érosion et télanalyse. *Travaux du Laboratoire de Géographie Physique, Université Paris VII*, pp. 41-54.
- HUMBERT M.** (1977) : La cartographie ZERMOS. Modalités d'établissement des cartes exposées à des risques liés aux mouvements du sol et du sous-sol. *Bull. B.R.G.M., section III, série Hydrologie, Géologie de l'Ingénieur, n°112*, pp. 5-8.
- IAHS/AISH** (1980) : *L'influence de l'Homme sur le régime hydrologique avec référence particulière aux études sur les bassins représentatifs et expérimentaux*. Actes du colloque d'Helsinki, 23/29 Juin 1980, Publication n° 130, 483 p.
- ILTIS J.** (1988) : Cyclones tropicaux et interventions anthropiques. La question de l'érosion des décharges minières en Nouvelle-Calédonie. *Colloque de l'Association Française de Géographie Physique, Climat et Risques Naturels*, 4 fig., 2 tab., pp. 33-44.
- ILTIS J., CROZIER M.J.** (1987) : Conséquences géomorphologiques des crues cycloniques en Nouvelle-Calédonie. Le cas de la rivière Népoui. *Actes du Colloque de Strasbourg des 16-18 Octobre 1986. Crues et Inondations*. Université Louis Pasteur, C.E.R.E.G., pp. 261-278.
- JAFFRE T.** (1980) : *Etude écologique du peuplement végétal des sols dérivés de roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie*. ORSTOM, microfiches, 274 p.
- JAFFRE T., LATHAM M., SCHMID M.** (1977) : Aspects de l'influence de l'extraction du minerai de nickel sur la végétation et les sols en Nouvelle-Calédonie. *Cahiers ORSTOM, série Biologie*, Vol. XIV, n° 4, pp. 307-321.
- KAISER B.** (1979) : L'analyse de système en géographie: progrès ou diversion ? *B.A.G.F., Paris*, n° 465, pp. 357-367.
- KERR I.S.** (1976) : Tropical storms and hurricanes in the Southwest Pacific. Nov 1939 to April 1969. *NewZealand Meteorological Service Misc. Pub 148*. Wellington, 114 p.
- KNIGHTON A.D.** (1989) : River adjustment to changes in sediment load : The effects of tin mining on the Ringarooma River, Tasmania, 1875-1984. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 14, pp. 333-359.
- KRUMBEIN W.C.** (1936) : Application of logarithmic moments to size frequency distribution of sediments. *Journ. Sed. Petr.* 6, 35 p.
- LAFOND L.** (1967) : *Etudes littorales et estuariennes en zone intertropicales humides*. Université Paris-Orsay, Thèse d'Etat, 3 Vol., 1056 p.
- LAFORGE C., THOURET J.C.** (1991) : Contribution à la méthode d'évaluation des risques dans les villes des Pays en Voie de Développement (Ibagué, Colombie). *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, Paris, n°3, pp.211-224.
- LAGACHERIE P., DEPRAETERE C., LAGANIER R.** (1990) : Essai de modélisation de la démarche cartographique à partir de la carte des sols : cas particulier de la formalisation des relations sols-paysage. *Journées Nationales de l'Etude du Sol, A.F.E.S., Orléans, 19/21 Nov. 1990*, 39 p.

- LAGANIER R.** (1991) : Erosion, transport and sedimentation processes associated with opencast mining in New Caledonia : Interactions with weather and climate. Meteorological Society Conference "South Pacific Environments : Interactions with weather and climate". Sept. 2/6 1991, Auckland University, New Zealand, 2 p.
- LANTIERI D., DALLEMAND J.F., BISCAIA R., SOHN S., POTTER R.O.** (1990) : Erosion mapping using high resolution satellite data and geographic information system in Parana (Brazil). *SPOT, outil pour le Développement*, Paris, Juin 1990, CNES, Cépaduès Editions, pp. 267-278.
- LAMBIN E.** (1988) : Apport de la télédétection pour l'étude d'un bassin-versant sahélien et pour l'identification de la dégradation de l'environnement. *Revue Pédologie*, n°3, (Belgian Society of Soil Science), 2 tab., 2 fig., pp. 307-318.
- LATHAM M.** (1976) : Quelques aspects de l'influence de l'extraction du minerai de nickel sur la végétation et les sols en Nouvelle-Calédonie. *Pacific Science Congress*, 18/19 Août 1975, Vancouver, 22 p.
- LATHAM M.** (1986) : *Altération et pédogenèse sur roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie. Genèse et évolution des accumulations de fer et de silice en relation avec la formation du modelé.* Etudes et Thèses, ORSTOM, 63 fig., 17 pl., 332 p.
- LAUNAY J.** (1972) : La sédimentation en baie de Dumbéa (Côte Ouest de la Nouvelle-Calédonie). *Cahiers ORSTOM, série Géologie*, Vol. IV, n°1, pp. 25-51.
- LAUNAY J., RECY J.** (1972) : Variations du niveau de la mer et néotectonique en Nouvelle-Calédonie au Pléistocène Supérieur et à l'Holocène. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, Vol. 14, fasc. 1, pp. 47-67.
- LE RHUN J., VERGER F., SARRAT** (1978) : L'interprétation de photographies aériennes et de données Landsat pour la connaissance d'un milieu littoral : L'anse de l'Aiguillon. *Photo-interprétation*, tome 17, pp. 25-34.
- LHENAFF R.** (1989) : Les risques naturels en géomorphologie. in *Les Recherches Françaises en géomorphologie* / FLAGEOLLET J.C., Paris, Groupe Français de Géomorphologie, pp. 159-166.
- LEOPOLD L.B., WOLMAN M.G., MILLER J.P.** (1964) : *Fluvial processes in geomorphology*. Freeman, san Francisco, 522 p.
- LOINTIER M., PIEYENS S.** (1981) : Méthodologie de constitution d'une base de données d'occupation du sol en télédétection. *ORSTOM, Télédétection*, n° 4, 91 p.
- LOPEZ H.J., ZINCK J.A.** (1991) : GIS - assisted modelling of soil-induced mass movement hazards : a case study of the upper Colle river basin, Tolima, Colombia. *ITC Journal*, n°4, pp 202-220.
- LOZES J., YERLE J.J., VOGT J., LAJOINIE J.P.** (1976) : *Carte géologique de Thio, 1/150 000*. B.R.G.M. Notice explicative 46 p.
- MAC KEAN J., BUECHEL S., GAYDOS L.** (1991) : Remote sensing and landslide hazard assessment. *Photogram. Eng. Remote Sensing (PERS)*, Vol. 57, n° 9, pp. 1185-1193.

- MAIRS R.L., CLARK D.K. (1973) :** Remote sensing of estuarine circulation dynamics. *Photo. Eng.*, tome 39, pp. 927-938.
- MARSH J.L., WALSH J.L., LEE C.T., GRAHAM L.A (1991) :** Multitemporal analysis of hazardous waste sites through the use of a new bispectral video remote sensing system and standard color IR. *Photogram. Eng. Remote Sensing (PERS)*, Vol. 57, n° 9, pp. 1221-1226.
- MASURE P., SCANVIC J.Y. (1990) :** Risques naturels en milieu urbain: Cartographie par télédétection de la sensibilité des sols aux mouvements de terrain. L'exemple de La Paz, Bolivie. *SPOT, Outil de Développement*, Paris, Juin 1990, CNES, Cepaduès Editions, pp. 207-214.
- MAYSTRE Y. (1989) :** Le concept d'environnement et sa dynamique cartographique. *Symposium international sur la cartographie de l'environnement et de sa dynamique*. Caen, juin 1989, pp. 109-119.
- MEIJERINK A.M.J. (1990) :** Summary report on ILWIS development. *ITC Journal*, n° 3, pp. 205-215.
- MERING C. (1991) :** Quelques remarques à propos des transferts d'échelle lors de l'interprétation des images de télédétection. in *SEMINFOR 4 : Le changement d'échelle*. Colloques et séminaires. 4ème Séminaire Informatique de l'ORSTOM. Centre de Brest, 11/13 Septembre 1989, Paris, 518 p.
- METTAUER (1979) :** Méthodologie d'approche de l'érosion basée sur des méthodes statistiques. *Colloque sur l'érosion agricole des sols en milieu tempérée non méditerranéen*. Strasbourg.
- MEUNIER M. (1989) :** Essai de synthèse des connaissances en érosion et hydrauliques torrentielles. *La Houille Blanche*, n° 5, pp 361-375.
- MEUNIER M. (1990) :** *Commission de réhabilitation de la région de Thio. Etude des transports solides torrentiels*. Rapport C.E.M.A.G.R.E.F., Grenoble, 121 p.
- MEUNIER M., DEYNIER (1990) :** *Analyse de la torrencialité du creek Jeanne et Marie et des aménagements au niveau de la RT4*. Rapport C.E.M.A.G.R.E.F., Grenoble, 22 p.
- MOMAL F. (1988) :** *Structuration et exploitation numérique des informations géographiques. Application à la cartographie pédologique*. Thèse Doc. Ingénieur, I.N.A.P.G., 162 p.
- MONIOD F. (1966) :** *Nouvelle-Calédonie : carte des précipitations annuelles*. Nouméa, ORSTOM, Notice explicative n° 27, 11 p.
- MONIOD F., MLATAC N. (1968) :** *Régimes hydrologiques de Nouvelle-Calédonie*. Tome 1 et 2, ORSTOM, 295 p.
- MULDER H.F.H.M., VAN ASCH T.W.J. (1988) :** Quantitative approaches in landslide hazard analyses. *T.I.G.R.*, n° 69-70.
- MULLAN A. B., (1991) :** Atmospheric circulation processes and features in the south Pacific. in *Proceedings of the Conference "South Pacific Environments : Interactions with weather and climate*. New Zealand, Auckland, Setpember 1991, p 15-23.
- NATIONAL DISASTER COUNCIL (1986) :** *Report on cyclone NAMU*. Honiara, Solomon Islands, 60 p.

- NEBOIT R. (1979) : Les facteurs naturels et les facteurs humains de la morphogénèse. Essai de mise au point. *Annales de Géographie*, n° 490, pp. 649-668.
- NEBOIT R. (1985) : *L'Homme et l'érosion*. Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Clermont-Ferrand II, fascicule 17, 183 p.
- NEBOIT R. (1991) : Sociétés et risques naturels. De la gestion du risque à la mythologie. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, Paris, n°3, pp 253-260.
- NIEMANN K.O., HOWES D.E. (1991) : Applicability of digital terrain models for slope stability assessment. *ITC Journal* n° 3, pp. 127-137.
- NILSEN T.H., TURNER B.L. (1975) : Influence of rainfall and ancient landslide deposits on recent landslides (1950-1971) in urban areas of Contra Costa, County, California. *Geological Survey Bulletin 1388*, Washington, 18 p.
- ODIN G.S., DEBENAY J.P., FROGET C., ROGOLOT P. (1987) : Le faciès Verdine : néoformation d'une phyllite en milieu subécifal. *Géodynamique* 2(1), ORSTOM, pp. 27-41.
- PARIS J.P. (1981) : *Géologie de la Nouvelle-Calédonie. Un essai de synthèse*. Mémoire B.R.G.M., n° 113, 278 p.
- PEGUY C.P. (1942) : Principes de morphométrie alpine. *Revue de géographie alpine*, n° 30, pp. 453-486.
- PEGUY C.P. (1948) : Introduction à l'emploi des méthodes statistiques en géographie physique. *R.G.A.*, n° 36, pp. 5-101.
- PEIRY J.L. (1989) : Les sédiments du torrent de l'Arve : Discontinuités fonctionnelles et impacts de l'aménagement des bassins-versants. *La Houille Blanche*, n° 314, pp. 203-211.
- PELLETIER B. (1990) : Techniques minières permettant de préserver l'environnement autour des gisements de nickel néo-calédoniens. 8^{ème} Congrès de l'International Society for Reef Studies, Nouméa, 14/18 Nov. 1990.
- PERINET F. (1989) : *Protection contre les risques naturels et lutte contre l'érosion à Thio. Aménagement du versant nord du Ningua et des rivières Nakalé et Kouangoué*. Rapport Direction de l'Economie Rurale. 54 p. et annexes.
- PICKUP G., HIGGINS R.J. (1979) : Estimating sediment transport in a braided gravel channel. The Kawerong river, Bougainville, Papua New Guinea. *Journal of Hydrology*, n°40, pp. 283-297.
- PICKUP G., HIGGINS R.J., WARNER R.F. (1981) : Erosion and sediment yield in Fly River drainage basins, Papua New Guinea. I.A.H.S. Publ. N° 132, *Erosion and sedimentation transport in Pacific Rim Steeplands*, Christchurch, pp. 438-456.
- PONCET Y (1986) : *Images spatiales et paysages sahélien*. ORSTOM, coll. Travaux et Documents, n°200, Paris, 255 p.
- PORTE V. (1992) : Relations entre précipitations et salinités de surface au sein du PACifique tropical aux échelles saisonnières et interannuelles. *Mémoire de stage Sciences de la Mer - Océanographie physique / ORSTOM Nouméa*. 161 p.

- POUGET M. (1991) :** Caractérisation et suivi des milieux terrestres en régions arides et tropicales. *Deuxièmes Journées de Télédétection, ORSTOM, Editions Colloques et Séminaires*, 449 p.
- PRINGLE A.W. (1986) :** *Causes and effects of changes in fluvial sediment yield to the North-East Queensland coast, Australia. Monograph series, Geography Department James Cook University, Occasional paper n° 4*, 128 p et annexes.
- PROY C. (1986) :** *Intégration du relief aux traitements d'images en télédétection. Thèse de Docteur-Ingénieur, mention informatique, Institut National Polytechnique de Toulouse.*
- RAMETTE M. (1979) :** *Cours d'eau sauvages, cours d'eau aménagés. E.D.F.*, 108 p.
- RAMETTE M. (1981) :** *Guide d'hydraulique fluviale. E.D.F.*, 172 p.
- REID I. (1973) :** The influence of slope orientation upon the soil moisture regime and its hydrogeomorphological significance. *Journal of Hydrology* 19, pp. 301-321.
- REVELL C. G. (1981) :** Tropical cyclone in the Southwest Pacific, November 1969 to April 1979. *N.Z. Met. Service Miscel. Publication n° 170.*
- REYNAUD A. (1971) :** *Epistémologie de la géomorphologie. Paris, Masson*, 127 p.
- REYNAUD A. (1974) :** La géographie entre le Mythe et la Science. *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims, n° 18-19*, 204 p.
- RICHARDS J.A. (1986) :** *Remote sensing, Digital image analysis. Ed. Spinger Verlag*, 281 p.
- RIVIERE A. (1977) :** *Methodes granulométriques. techniques et interprétations. Coll. Masson, Paris*, 170 p.
- RODIER J.A., ROCHE M. (1985) :** Répertoire mondial des crues maximales observées. *A.I.H.S. Publication n° 143.*
- ROCHE M. (1963) :** *Hydrologie de surface. Gauthier Villars Editeur, Paris*, 430 p.
- ROUGERIE G., BEROUTCHACHVILI N. (1991) :** *Géosystèmes et Paysages, bilan et méthodes. Paris, Armand Colin, Coll. U. Géographie*, 302 p.
- ROUTHIER P. (1969) :** Massifs ultrabasiques, altération et sédimentation en Nouvelle-Calédonie. *Cahiers ORSTOM, série Géologie, Vol. 1, n° 1*, pp. 3-5.
- ROUX J.C. (1981) :** La prise en compte de l'environnement dans la recherche et l'exploitation minière. *Etudes et recherches, Ministère de l'Environnement et du Cadre de Vie, Troisièmes Assises internationales de l'environnement. La Documentation Française, Vol. 2*, pp. 34-36.
- ROY P.S. (1988) :** *Quaternary geology of the Guadalcanal coastal plain and adjacent sea bed, Solomon Islands. CCOP SOPAC, Technical Report n° 61*, 74 pages et annexes.
- SALOMON W., FORSTNER U. (1988) :** *Environmental Management of Solid Waste. Editions Springer Verlag*, 391 p.
- SCANVIC J.Y. (1983) :** *Utilisation de télédétection dans les Sciences de la Terre. Coll. Manuels et Méthodes, n° 7, B.R.G.M.*



- SCANVIC J.Y., ROUZEAU O., LEROI E. (1992) : La télédétection spatiale stéréoscopique. Un outil de géomorphologie qualitative et quantitative : exemple d'utilisation en région andine pour la cartographie des zones de susceptibilité aux mouvements de terrain. *Bull. S.F.P.T. N° 125*, n° 1, pp. 26-40.
- SERRES M. (1990) : *Le Contrat Naturel*. François Bourin. Paris.
- SERVICE METEOROLOGIQUE DE NOUVELLE CALEDONIE (1976) : Les perturbations tropicales en Nouvelle-Calédonie/Nouvelle-Hébrides. *La Météorologie, 11ème série, n° 6, numéro spécial Météorologie Tropicale*, pp. 263-274.
- SIMMONS C. E. (1993) : Sediment characteristics of North Carolina streams, 197-79. *U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2364*, 84 p.
- SIMPSON R. H., RIEHL H. (1981) : *The Hurricane and its impact*. Basil Blackwell, Oxford, 398 p.
- SOGREAH (1986) : *Etude des procédés de lutte contre les inondations dans les plaines alluviales de Nouvelle-Calédonie : Applications aux rivières Néra et Thio*. 54 p.
- TAZIEFF H. (1983) : Le courage de la prévention. Les grandes catastrophes. *Sciences et Vie*. h.s.
- TERCINIER G. (1957) : *Rapport sur la prospection des sols de la zone proposée pour une extension de la réserve autochtone de Kokengone*. ORSTOM, nouméa, 6 p.
- TOLER L. G. (1982) : Some chemical characteristics of mine drainage in Illinois. *Geological survey water-supply paper 2078*, Washington, 47 p.
- TREFOIS P. (1988) : Essai de reconnaissance des croutes latéritiques sur l'imagerie Landsat Thematic Mapper au Burundi. *Revue Pédologie*, n° 2, 2 tab., 4 fig., pp. 207-214.
- TRESCASES J.J. (1975) : *L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiqes en zone tropicale: La formation des gisements nickélifères de Nouvelle-Calédonie*. Mémoire ORSTOM, n° 78, 260 p.
- TRICART J., CAILLEUX A. (1965) : *Traité de géomorphologie: Le modelé des régions chaudes*. Tome IV, SEDES, Paris, 322 p.
- TRICART J. (1982) : L'Homme et les cataclysmes. *Hérodote*, 24, pp. 12-39.
- TRUSTRUM N.A., WHITEHOUSE I.E. et BLASCHKE P.M. (1989) : *Flood and landslide hazard, Northern Guadalcanal, Solomon Islands*. D.S.I.R. Division of Land and Soil Sciences, 46 p.
- TURNER M. (1987) : *Landscape heterogeneity and disturbance*. Paris, Verlag, Vol. 64, 241 p.
- VALADAS B. (1991) : Paysage, milieu physique et anthropisme. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, Paris, n° 1, pp. 45-56.
- VARNES D.J. (1984) : *Landslide hazard zonation : a review of principles and practice*. UNESCO, 63 p.
- VATAN A. (1971) : *Manuel de sédimentologie*. Technip, Paris, 397 p.

VERGER F. (1973) : La cartographie dynamique en géomorphologie littorale. *Revue de Géomorphologie dynamique*, Tome 22, pp. 161-172.

VERGER F., AUPHAN E., MONIOT C. (1972) : La carte géomorphologique conçue comme un modèle dynamique. *Mémoire et Documents du C.N.R.S.*, Vol. 12, pp. 223-263.

VEYRET Y., HOTYAT M. BOUCHOT P. (1990) : L'érosion d'origine anthropique dans un milieu de moyenne montagne : le massif montdorien. in *La Terre et les Hommes, Mélanges offerts à Max Derruau*, Association des Pub. Fac. des Lettres de Clermont-Ferrand, pp. 545-556.

WINSLOW J.H. (Editor) (1975) : *The Melanesian environment*. Australian National university Press, Canberra, 562 p.

TABLES DES MATIERES

Avant-propos	p.
Sommaire	p.
INTRODUCTION	p.
Première partie : LES MODALITES DE L'EROSION ACTUELLE : TYPOLOGIE ET LOCALISATION DES SIGNES D'INSTABILITE	p.
Chapitre I : LA TELEDETECTION ET L'ETUDE DES PHENOMENES D'EROSION	p.
I.1 LES DONNEES NUMERIQUES ET L'OUTIL DE TRAITEMENT	p.
I.1.1 LES DONNEES NUMERIQUES SPATIALISEES	p.
I.1.1.1 Les images satellitaires	p.
I.1.1.2 Les photographies aériennes	p.
I.1.1.3 Les modèles numériques de terrain	p.
I.1.2 LES SYSTEMES INFORMATIQUES DE TRAITEMENT D'IMAGES	p.
I.1.2.1 Les systèmes informatiques de traitement des données	p.
I.1.2.2 Les périphériques	p.
I.2 LES DIFFERENTES APPROCHES D'ANALYSE DES DONNEES NUMERIQUES	p.
I.2.1 L'ANALYSE VISUELLE	p.
I.2.1.1 Les fondements de l'analyse visuelle	p.
I.2.1.2 Les techniques d'amélioration visuelle des images	p.
I.2.1.3 Applications de l'analyse visuelle en vue d'une identification des zones instables	p.
I.2.2 L'ANALYSE NUMERIQUE MULTISPECTRALE	p.
I.2.2.1 Les fondements de l'analyse numérique multispectrale des images	p.
I.2.2.2 Applications de l'analyse numérique multispectrale en vue d'une identification des zones instables	p.
Chapitre II : LES MODALITES DE L'EROSION ACTUELLE ET INDICES D'INSTABILITE	p.
II.1 INVENTAIRE DES EVENEMENTS PASSES ET PRESENTS	p.
II.1.1 DEFINITION ET CLASSIFICATION	p.
II.1.2 LES INDICES D'INSTABILITE	p.

II.1.2.1 Les indices topographiques	p. 74
II.1.2.2 Les indices géologiques	p. 74
II.1.2.3 Les indices hydriques	p. 77
II.1.2.4 Les indices phytogéographiques	p. 79
II.1.2.5 Les indices humains	p. 79
II.2 LES TYPES DE COMBINAISONS MORPHODYNAMIQUES	p. 82
II.2.1 MOUVEMENTS DE TERRAIN MAJEURS ASSOCIES A DES PROCESSUS MINEURS	p. 82
II.2.1.1 La lave torrentielle du creek Jeanne et Marie	p. 82
II.2.1.2 Les mouvements de terrain du Mont Dore	p. 85
II.2.1.3 Les glissements du creek Bel Vincent	p. 88
II.2.1.4 Les mouvements de terrain du Kongouhaou	p. 90
II.2.2 MOUVEMENTS DE TERRAIN MINEURS SUR L'ENSEMBLE DU VERSANT	p. 90
II.2.2.1 Les déstabilisations de versant sur le bassin de la Tontouta	p. 90
II.2.2.2 Les déstabilisations de versant sur les bassins-versants de la Ngalimbiu et de la Lungga	p. 91
II.2.3 UNE EROSION HYDRIQUE TRES ACTIVE	p. 91
II.2.3.1 Les actions de l'érosion hydrique sur la roche en place	p. 92
II.2.3.2 Les actions de l'érosion hydrique sur les formations superficielles dérivées des roches ultrabasiques	p. 95
II.2.4 L'INSTABILITE DES LITS ET DES EMBOUCHURES DE RIVIERES	p. 97
II.2.4.1 Les lits torrentiels	p. 98
II.2.4.2 Les lits en tresses	p. 102
II.2.4.3 Les lits à fonds mobiles	p. 105
II.2.4.4 Les embouchures de rivières	p. 114
 Deuxième partie : DES FACTEURS D'INSTABILITE A LA CARTOGRAPHIE DE L'ALEA NATUREL	 p. 122
 Chapitre I. LES FACTEURS D'INSTABILITE	 p. 124
I.1 LE POIDS DES FACTEURS PERMANENTS DANS L'INSTABILITE DES TERRAINS ET LE GENESE DE CRUES	p. 124
I.1.1 LES FACTEURS TOPOGRAPHIQUES	p. 124
I.1.1.1 Le contexte topographique	p. 125
I.1.1.2 Les formes de terrain et leur rôle dans l'instabilité des versants	p. 130
I.1.1.3 Méthode de calcul des paramètres morphométriques : Les Modèles Numériques de Terrain (MNT)	p. 131
I.1.1.4 Essai d'évaluation des seuils topographiques d'instabilité de terrain à partir des MNT	p. 132
I.1.2 LES FACTEURS GEOLOGIQUES ET PEDOLOGIQUES	p. 134
I.1.2.1 Les données géologiques, les grands ensembles morphostructuraux et le rôle de la tectonique dans la mise en mouvement des terrains	p. 135
I.1.2.2 Les principales unités morphopédologiques et la détermination des caractéristiques des terrains	p. 144

I.2 LES FACTEURS ALEATOIRES	p.
I.2.1 LES CONDITIONS HYDRO-CLIMATIQUES	p.
I.2.1.1 Caractéristiques climatiques générales	p.
I.2.1.2 Origine, fréquence et répartitions de fortes précipitations et des pluies maximales	p.
I.2.1.3 Les crues	p.
I.2.1.4 Les cyclones NAMU, ANNE, ESAÛ et les épisodes orageux des 17-25 Février 1990 : Précipitations et crues	p.
I.2.2 ANTHROPISATION DU MILIEU ET INSTABILITE DES TERRAINS	p.
I.2.2.1 Les conditions d'exploitation minière ancienne et récente en Nouvelle-Calédonie	p.
I.2.2.2 La dégradation du couvert végétal	p.
 Chapitre II : CARTOGRAPHIE DES ALEAS NATURELS	p.
 II.1 L'EVOLUTION DE LA CARTOGRAPHIE DES RISQUES MORPHODYNAMIQUES ET HYDROLOGIQUES	p.
II.1.1 LES CARTES INFORMATIVES ET LES PREMIERS OUTILS REGLEMENTAIRES	p.
II.1.1.1 Les cartes "ZERMOS"	p.
II.1.1.2 Les premiers outils réglementaires	
II.1.2 PRINCIPES ET OBJECTIFS DES PLANS D'EXPOSITION AUX RISQUES	p.
 II.2 CARTOGRAPHIE DES ALEAS MORPHODYNAMIQUES SUR LE VERSANT NORD-OUEST DU MONT NINGUA	p.
II.2.1 METHODE CLASSIQUE DE CARTOGRAPHIE DE L'ALEA "MOUVEMENT DE TERRAIN"	p.
II.2.2 CARTOGRAPHIE ADDITIVE MULTIPARAMETRIQUE	p.
II.2.3 COMPARAISON DES DEUX METHODES	p.
 Troisième partie : LES TRANSPORTS SOLIDES	p.
 Chapitre I : LES FLUX PARTICULAIRES	p.
I.1 LES METHODES ET LES OBJECTIFS	p.
I.1.1 LES SITES DE MESURES ET LES OBJECTIFS	p.
I.1.2 LES PROTOCOLES DE MESURE	p.
I.1.2.1 Les relations concentration moyenne et turbidité de bordure	p.
I.1.2.2 Les étalonnages débits liquides/débits solides	p.
I.2 REPARTITION DES FLUX PARTICULAIRES DANS LE TEMPS	p.
I.2.1 IRREGULARITE INTERANNUELLE DES FLUX PARTICULAIRES	p.
I.2.1.1 Variations des débits solides moyens annuels et du tonnage annuel des suspensions	p.

I.2.1.2 L'importance des crues dans la charge en suspension	p. 248
I.2.2 IRREGULARITE MENSUELLE ET JOURNALIERE DES FLUX PARTICULAIRES	p. 249
I.2.2.1 Variabilité mensuelle des flux particuliers	p. 249
I.2.2.2 Variabilité journalière des flux en suspension	p. 250
I.2.3 TRANSPORTS PARTICULAIRES ET EROSION SPECIFIQUE	p. 255
I.3 ACTIVITE MINIERE ET TRANSPORTS EN SUSPENSION	p. 257
I.3.1 ACTIVITE MINIERE ET REGIME DES TRANSPORTS EN SUSPENSION	p. 257
I.3.2 ACTIVITE MINIERE ET COMPOSITION CHIMIQUE DES SUSPENSIONS	p. 260
I.3.2.1 Composition chimique des apports des affluents de la Pouembout	p. 260
I.3.2.2 Importance des apports de la Pouembout	p. 263
Chapitre II : ANALYSE GLOBALE DU TRANSPORT SOLIDE	p. 264
II.1 LES FLUX DE MATIERES DISSOUTES ET LE BILAN DES FLUX DE MATIERES SUR LE OUENGGHI	p. 264
II.1.1 CONDUCTIVITE ET PH DES EAUX DE LA OUENGGHI	p. 264
II.1.2 EVOLUTION DE LA CONCENTRATION DES ELEMENTS MAJEURS DANS LES EAUX DE LA OUENGGHI	p. 265
II.1.2.1 Les anions	p. 265
II.1.2.1 Les cations et la silice	p. 265
II.1.3 BILAN DES FLUX DE MATIERES SUR LA OUENGGHI	p. 269
II.1.3.1 Bilan des flux de matières en suspension	p. 269
II.1.3.2 Bilan des flux de matières dissoutes	p. 269
II.2 L'ENVASEMENT DES RETENUES ET SES ENSEIGNEMENTS	p. 269
II.2.1 METHODE DE CALCUL DES VOLUMES DE SEDIMENT	p. 271
II.2.2 EVALUATION DES VOLUMES DE SEDIMENTS DANS LES RETENUES MANARA ET DUMBEA, ET DEGRADATIONS SPECIFIQUES DES BASSINS-VERSANTS CORRESPONDANT	p. 271
CONCLUSION	p. 275
ANNEXE I : METHODE D'ANALYSE DES SEDIMENTS	p. 279
ANNEXE II : LEXIQUE DE TELEDETECTION	p. 280
LISTE DES TABLEAUX, DES FIGURES ET DES PHOTOGRAPHIES	p. 282
BIBLIOGRAPHIE	p. 288
TABLE DES MATIERES	p. 302

