

Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie, planche 9, montrant les connaissances géologiques (planche 9) et géophysiques (planches 5 et 6), du domaine de l'hypothèse.

Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie, planche 9, montrant les connaissances géologiques (planche 9) et géophysiques (planches 5 et 6), du domaine de l'hypothèse.

Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie, planche 9, montrant les connaissances géologiques (planche 9) et géophysiques (planches 5 et 6), du domaine de l'hypothèse.

Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie, planche 9, montrant les connaissances géologiques (planche 9) et géophysiques (planches 5 et 6), du domaine de l'hypothèse.

I. - LES CONDITIONS GÉNÉRALES DE L'ÉVOLUTION DU RELIEF

A. - Rappel de l'histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie

La géologie de la Nouvelle-Calédonie est présentée par la planche 9 et son texte d'accompagnement. A cette présentation du résultat des travaux les plus récents (PARIS - 1981), le rappel qui suit est emprunté et n'entend rien ajouter. Il a seulement pour but de tracer les grandes lignes de la structure avant d'évoquer l'évolution morphologique récente et ses conséquences sur le relief et le modelé actuel de l'archipel.

1. - La Grande Terre

Le noyau axial de la Grande Terre est anté-permien. Il est composé de roches métamorphisées avant le Permien puis par la suite, à l'occasion des deux grands épisodes orogéniques du Crétacé inférieur et de l'Eocène moyen et supérieur. Dans ce matériel, où dominent les schistes, on relève les restes de textures volcaniques et sédimentaires.

Dans la partie méridionale de la Chaîne centrale et le compartiment occidental, la présence d'un matériel volcano-sédimentaire permien et triasique pourrait traduire l'activité volcanique associée à un arc actif partiellement émergé et se produisant, en avant de celui-ci, dans la zone de sédimentation d'un bassin d'avant-fosse.

Pendant tout le Mésozoïque, formations volcano-sédimentaires et formations détritiques ont alterné. Les formations dites « à charbons » soulignent la prépondérance temporaire des apports terrigènes sur les apports volcaniques. De la fin du Trias à la fin du Jurassique, l'ensemble Chaîne centrale – compartiment occidental est affecté d'une instabilité permanente qui se traduit notamment par l'individualisation d'un haut-fond allant de Moindou à la baie de Saint-Vincent sur la côte Ouest. Cette instabilité précède l'importante phase orogénique du Crétacé inférieur (Rangitata Orogeny). Celle-ci provoque, avec le plissement de l'ensemble des assises en place, un métamorphisme de faible degré et le jeu des grandes fractures (parmi lesquelles l'accident ouest-calédonien esquissé au Jurassique moyen), l'émerision généralisée du bâti. Certains massifs de la Chaîne centrale sont alors individualisés.

Les structures de l'orogénèse crétacée et notamment l'accident ouest-calédonien sont fossilisées par les dépôts en majeure partie détritiques de la transgression sénonienne. Les massifs centraux anté-permiens de la Chaîne centrale et peut-être le haut-fond de Moindou-Saint-Vincent sont épargnés. Cette sédimentation résulte de l'érosion des reliefs créés par l'orogénèse crétacée mais aussi de celle de reliefs émergés situés plus à l'ouest et dont la présence est attestée par les apports allogènes provenant d'un socle précambrien.

Du Sénonien à l'Eocène moyen, la formation volcanique dite « des basaltes » se met en place sur la côte Ouest. Les sédiments associés à ces épanchements conduisent PARIS (1981) à voir l'origine de ceux-ci au voisinage de la géosuture ouest-calédonienne, lors de mouvements en distension engendrant d'autre part les bassins du flysch.

Trois ensembles lithostratigraphiques se mettent en place au cours du Tertiaire et du Quaternaire. Ils sont répartis surtout dans l'ouest : sédiments détritiques fins à caractère de phtanites de l'Eocène inférieur, sédimentation épicontinentale carbonatée transgressive de l'Eocène moyen, flysch des bassins subsidents situés de part et d'autre du paléorelief de Moindou - Saint-Vincent (bassins de Nouméa et Bouloupari, bassin de Bourail).

Dans le même temps, à l'Eocène moyen et supérieur, une intense activité tectonique liée à l'orogénèse alpine fait prédominer les mouvements verticaux.

Le dépôt des sédiments tectogènes de l'Eocène terminal coïncide avec l'obduction et le charriage de la nappe des péridotites sur l'ensemble du bâti.

La série des ultrabasites chevauche le môle rigide de la Grande Terre, contre lequel elle a été poussée, sans que les structures antérieures en soient fortement perturbées. La formation des basaltes de la zone Poya-Bourail subit toutefois un déplacement vers le sud-est. Au sud de Bourail, une émerision généralisée succède au dépôt transgressif de matériaux de types flysch. Dans le nord, un intense métamorphisme affecte notamment les micaschistes du massif du Panié.

Le copeau de lithosphère océanique des péridotites incorpore dans sa partie sud, la plus tardivement mise en place (après L'Eocène supérieur) et la moins disséquée par l'érosion, des masses de roches ultramafiques (gabbros) et des intrusions acides tardives qui la traversent localement (granodiorites). La mise en place tardive de la nappe dans le sud peut aussi rendre compte de l'écaillage et des déversements sur sa bordure, de séries incorporant des formations de l'Eocène terminal.

Les péridotites sont plissées et traversées par un réseau de fractures liées au bâti dont elles ont enregistré le rejeu après le charriage.

A la mise en place de la nappe succèdent à l'Oligocène une surrection d'ensemble et l'érosion continentale consécutive du bâti.

La transgression marine partielle du Miocène inférieur s'accompagne d'une grande instabilité, liée à des déformations importantes du bâti sia-lique après le charriage des péridotites. Des replats cuirassés se forment à la faveur de cette instabilité. La surrection généralisée s'accompagne de fracturations en extension.

Au Pléistocène et à l'Holocène, la subsidence qui lui succède, coupée de périodes d'émerision, permet le développement du récif-barrière. Pendant les phases d'émerision, qui correspondent aux épisodes glaciaires du Quaternaire, s'édifient des accumulations littorales sableuses.

La surrection des récifs coralliens dans le sud de la Grande Terre (Yaté, île des Pins) au Pléistocène paraît devoir être attribuée à des mouvements tectoniques locaux.

Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie, planche 9, montrant les connaissances géologiques (planche 9) et géophysiques (planches 5 et 6), du domaine de l'hypothèse.

Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie, planche 9, montrant les connaissances géologiques (planche 9) et géophysiques (planches 5 et 6), du domaine de l'hypothèse.

Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie, planche 9, montrant les connaissances géologiques (planche 9) et géophysiques (planches 5 et 6), du domaine de l'hypothèse.

Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie, planche 9, montrant les connaissances géologiques (planche 9) et géophysiques (planches 5 et 6), du domaine de l'hypothèse.

Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie, planche 9, montrant les connaissances géologiques (planche 9) et géophysiques (planches 5 et 6), du domaine de l'hypothèse.

2. - Les îles Loyauté

Orienté parallèlement à la côte Est de la Grande Terre, l'archipel des Loyauté en est séparé par un bassin sédimentaire large d'une centaine de km et de 2 000 m de profondeur moyenne.

Les îles sont constituées par des formations coralliennes développées sur une chaîne volcanique sous-marine de même direction. Le socle s'étend largement vers le nord-ouest, où il a donné naissance aux récifs de l'Astrolabe, et dépasse probablement la zone de fracture d'Entrecasteaux ; il s'étend vers le sud-est, au-delà de Walpole, son dernier témoin émergé, et peut-être même de la zone de fracture de Cook.

La surrection de l'archipel paraît avoir débuté au Pléistocène inférieur, à la suite d'un vaste mouvement d'ensemble lié au bombardement de la lithosphère de la plaque Australo-Indienne, avant son plongement sous la plaque Pacifique au niveau de la fosse des Nouvelles-Hébrides (planche 5). Ce mouvement paraît se poursuivre à l'époque actuelle (DUBOIS et al. - 1973). Dans cette hypothèse, tout relief situé sur la plaque Australo-Indienne s'élèverait en entrant dans la zone de bombardement pour s'abaisser ensuite. Maré et Walpole auraient ainsi commencé à perdre de l'altitude, et à l'échelle géologique, il pourrait en être de même ultérieurement pour les îles situées plus à l'ouest. DUBOIS et al. (1973) attribuent au même mouvement l'exondation pléistocène des récifs frangeants du sud de la Grande Terre et de l'île des Pins.

Au Tertiaire, des récifs coralliens se sont établis autour de la chaîne puis sur ses sommets, au fur et à mesure de l'érosion de ces derniers et de la subsidence de l'ensemble. Quelques pointements de roches éruptives subsistent sur Maré, suggérant une morphologie antérieure de presque-atoll à édifice volcanique émergé.

Dans cette île, les témoins émergés de Rawa et de Péorawa – datés du Miocène supérieur – ont vraisemblablement été les dernières manifestations volcaniques. Il est probable qu'avant celles-ci des récifs frangeants s'étaient déjà développés à la périphérie des massifs volcaniques et que l'extension des formations coralliennes jusqu'au stade du récif-barrière s'était produite dès l'Oligocène supérieur ou le Miocène inférieur.

Les datations successives du substrat volcanique ont fourni les âges suivants : 20 M. A. (CHEVALIER - 1968), 9 à 11 M. A. (BAUBRON et al. - 1976), 9,6 à 13,5 M. A. (BONHOMME - 1979).

A l'issue du démantèlement des principaux reliefs originels, une première génération de presque-atolls pourrait s'être mise en place. Le mouvement de subsidence se serait alors poursuivi au Pliocène, englobissant les sommets pour aboutir au stade d'atoll annulaire et former, à la périphérie, un appareil récifal de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur.

Au Quaternaire, les atolls loyaltins ont subi l'influence des fluctuations glacio-eustatiques. Il est probable que les édifices mio-pliocènes ont été arasés lors d'émersions correspondant aux périodes de glaciation. CHEVALIER (1968) estime que les pointements volcaniques de Maré ont été remis à jour à cette occasion mais que les anciens sommets des autres îles n'ont pas été atteints en raison de leur profondeur trop importante.

C'est pendant cette phase de fortes oscillations du niveau marin que débute le soulèvement de l'archipel. L'érosion karstique s'empare alors des formations carbonatées au fur et à mesure de l'émerision de la couronne récifale du lagon et des récifs frangeants.

B. - L'évolution morphologique récente et ses conséquences

Après la mise en place des péridotites, les déformations du bâti de la Grande Terre n'ont pratiquement pas cessé à partir de la surrection généralisée de l'Oligocène. Les effets d'une tectonique active ont donc interféré avec la formation d'aplanissements réalisés, au cours de périodes de répit d'inégale durée, aux dépens de matériaux de résistance variable. Des systèmes morphoclimatiques contrastés et les fluctuations du niveau de base ont modulé cette évolution.

1. - La tectonique

L'instabilité tectonique de la plus grande partie du Tertiaire s'est traduite par le rejeu des grandes lignes de faiblesse du bâti et notamment de l'accident ouest-calédonien qui sépare le compartiment côtier occidental de la Chaîne centrale. La formation de cet accident, qui trouve son expression topographique la plus nette dans la moitié nord de la Grande Terre, serait due à des mouvements tangentiels post-jurassiques et anté-sénoniens. Elle aurait été suivie selon GONORD (1977), postérieurement à l'orogénèse alpine et à la mise en place des péridotites, de mouvements de distension accentuant l'effondrement du compartiment côtier et amenant la dislocation de la nappe.

Depuis DAVIS (1925), la plupart des auteurs admettent, en effet, que d'importants mouvements tectoniques ont affecté la nappe des péridotites après sa mise en place, à la suite notamment d'une surrection générale de l'île. Certains auteurs attribuent ces mouvements au bombardement de la lithosphère de la plaque Australo-Indienne lors de son passage sous la plaque océanique voisine (planche 5). D'autres y voient le résultat, au moins partiel, d'un mouvement isostatique de compensation à l'érosion d'une tranche importante de roches ultrabasiques (DUBOIS et al. - 1973 ; LATHAM - 1977).

A'une manière générale, les ultrabasites ont enregistré le jeu des compartiments du socle sous-jacent. A certains effondrements serait due de la sorte la conservation de témoins des termes supérieurs dunito-gabbroïques du complexe ophiolitique (Montagne des Sources, Nahoué, Prony) dans le massif du Sud (PARIS - 1981).

Les littoraux de la Grande Terre doivent à ces mouvements une partie notable de leurs formes.

Si l'on excepte les rares segments de côte rocheuse de la région de

GÉOMORPHOLOGIE

Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie, planche 9, montrant les connaissances géologiques (planche 9) et géophysiques (planches 5 et 6), du domaine de l'hypothèse.

Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie, planche 9, montrant les connaissances géologiques (planche 9) et géophysiques (planches 5 et 6), du domaine de l'hypothèse.

Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie, planche 9, montrant les connaissances géologiques (planche 9) et géophysiques (planches 5 et 6), du domaine de l'hypothèse.

Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie, planche 9, montrant les connaissances géologiques (planche 9) et géophysiques (planches 5 et 6), du domaine de l'hypothèse.

Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie, planche 9, montrant les connaissances géologiques (planche 9) et géophysiques (planches 5 et 6), du domaine de l'hypothèse.

Népoui et ceux situés entre les presqu'îles de Vitoé et de Nouméa, les rivages opposent la côte basse, irrégulière, encombrée de dépôts alluviaux du littoral occidental et la côte généralement abrupte du versant oriental.

L'aspect de ces littoraux témoigne, plus particulièrement aux extrémités de l'île, de l'invasion d'un plateau continental de faible profondeur par la mer. La configuration géométrique de ce plateau – notamment dans le cas du lagon est dont le bord interne coïncide avec un escarpement de faille que les roches ultrabasiques ont remarquablement conservé – suggère un affaissement des bordures longitudinales. Celui-ci a pu être occasionné par des cassures et des flexures consécutives à l'exhaussement relatif de la partie centrale de l'île.

L'accord n'est cependant pas fait quant à la façon d'interpréter certaines parties de la côte traduisant, parfois de manière indirecte, un soulèvement.

Ainsi, l'extrême sud associe des côtes à falaises attribuées par tous les auteurs aux mouvements de subsidence, peut-être consécutifs dans cette région à la surrection générale du reste de l'île, et des récifs émergés dont l'origine est controversée. Ce type de côte rocheuse d'origine tectonique se retrouve à l'est.

De ce point de vue, la baie de Canala serait un graben (ORLOFF - 1968). DAVIS considère, pour sa part, que les grandes falaises, présentes tout le long de la côte, pourraient dériver d'un escarpement de faille dont les roches ultrabasiques auraient conservé l'expression topographique la plus fraîche. Mais, dans le cas des récifs émergés, les hypothèses divergent.

COUDRAY (1976) rattache la partie supérieure du récif à la phase interglaciaire ayant précédé la dernière grande régression pléistocène et aux récifs surélevés de la périphérie du plateau péridotitique de l'île des Pins. L'altitude de ces derniers, datés de 118 000 à 126 000 BP suivant les auteurs (LAUNAY et al. - 1972 ; BERNAT et al. - 1976), atteint une vingtaine de mètres.

DUBOIS et al. (1973) émettent l'hypothèse d'une surrection liée à l'effet du bombardement de la plaque Australo-Indienne. TRECASCES (carte géol. Yaté, 1977) évoque un mouvement différentiel de moindre amplitude, traduit par le basculement de la région de Prony-Port-Boisé et l'exhaussement du récif frangeant.

2. - Les aplanissements

DAVIS le premier, et à sa suite la plupart des auteurs, ont proposé à propos de la Nouvelle-Calédonie un schéma d'évolution cyclique, fondé sur l'alternance de phases d'altération favorables à la formation de cuirasses et d'aplanissements, et de phases d'érosion linéaire tendant à leur démantèlement. Ces théories ont en commun de partir de l'établissement d'une pénéplaine dominée par quelques reliefs résiduels (cycle I).

Pour ROUTHIER (1953), cette surface, supposée initiale, est contemporaine des calcaires du Miocène inférieur de la presqu'île de Népoui ; elle pourrait s'être développée sur des roches autres que les péridotites.

WIRTHMANN (1970) a été le premier à mettre en doute la définition de ce cycle. L'altération des péridotites, de type « karstique », et dont les processus seront évoqués plus loin, suscite en effet, indépendamment du niveau de base général, la formation de paliers d'altération qui paraissent se relier altimétriquement et peuvent être, en fait, d'âge différent. Cependant, des conditions climatiques et tectoniques stables pendant quelques millions d'années rendent probable la réunion en de nombreux points des fonds de bassins en une surface unique, à caractère de poljé.

A l'échelle de l'île, les restes d'aplanissements en position dominante s'ordonnent suivant un vaste bombardement dont les massifs centraux – beaucoup plus élevés que les extrémités – forment la clé de voûte. Les gauchissements – longitudinaux et transversaux – ont incité les premiers observateurs à englober dans la pénéplaine la totalité des paliers d'altération. Plus récemment, des étagements de surfaces successives, particulièrement nets sur les massifs de la côte Ouest, ont été mis en évidence (LATHAM - 1975). Ces étagements traduisent la discontinuité dans le temps du mouvement de soulèvement d'ensemble, par ailleurs irrégulier dans l'espace.

Sur la planche, c'est en fonction de leur altitude qu'ont été distingués les restes de surfaces « supérieurs » – surface unique ou paliers polychroniques en position dominante. Mais la relation entre certains plateaux ou replats en position basse et les restes de surfaces les plus élevés, reste délicate à établir. Sur le plateau central de l'île des Pins, l'absence de cuirasses massives – très communes à moyenne altitude sur la Grande Terre – et surtout l'abondance de graviers et de sables ferrugineux remaniés autorisent, par exemple, à penser que cette surface a pu se former à une autre période. La régularité de ce plateau suggère d'ailleurs plus une surface d'abrasion marine qu'un aplanissement continental classique.

La phase d'érosion consécutive au soulèvement de la surface ancienne a fait place, au Mio-Pliocène, à l'élaboration d'une nouvelle surface (surface II de Trecases, niveau intermédiaire de Wirthmann). Pour WIRTHMANN, les témoins de cette phase d'aplanissement se distinguent mieux sur le bâti volcano-sédimentaire que sur les ultrabasites. Dans le sud – compartiment tectonique stable – l'évolution de la surface se serait prolongée jusqu'à l'époque actuelle, façonnant un paysage caractéristique de plaines marécageuses et de glaciais perchés. Ce secteur mis à part, on dénombre une série de replats et d'épaulements situés nettement en contrebas des restes de surfaces supérieurs. Tout comme ces derniers, ils sont souvent disposés eux-mêmes en gradins polychroniques. En bordure de la Chaîne centrale et de collines de la côte Ouest, la relation altimétrique entre certains de ces paliers et les témoins de la surface intermédiaire est remarquable. Ceux qui, sur les roches ultrabasiques, se présentent dans cette position caractéristique ou dans une position voisine, ont été dénommés paliers « inférieurs ». Les formations superficielles qu'ils portent renforcent d'abondants éléments ferrugineux remaniés et quelquefois réindurés.

La dernière grande surrection, au Plio-Quaternaire, est responsable du creusement des vallées actuelles et de la mise en place de formations d'apport ainsi que d'altérites, légèrement suspendues au-dessus du niveau de base présent (cycle II de Davis, surface III de Trecases).

D'après ce dernier, le nouveau soulèvement a davantage affecté le versant ouest que le versant est. La surface III, à son tour, est entaillée ;

l'incision atteint une base qui pourrait correspondre au fond du lagon actuel (surface IV). Par la suite, une remontée du niveau de la mer donne naissance aux anses et baies de la côte Ouest et aux rias de la côte Est.

COUDRAY (1976) attribue cette submersion à un affaissement généralisé, entièrement inscrit dans le Pléistocène. Elle entraîne la formation d'un récif-barrière dont le développement s'interrompt lors des périodes d'émergence contemporaines des grandes phases glaciaires. A l'origine des variations du niveau marin, des fluctuations climatiques modulent l'intensité des processus morphogénétiques et pédogénétiques. Sur la côte Ouest sévissent, au cours des périodes d'émergence, des épisodes à saison sèche prolongée pendant lesquels s'élaborent des formes analogues à celles des régions subtropicales semi-arides. La subsidence des bordures longitudinales paraît se poursuivre dans le même temps, concurremment avec l'exhaussement des massifs centraux.

II. - LES RÉGIONS MORPHOLOGIQUES

A. - Les massifs péridotitiques

1. - Le grand massif du Sud

Sur près du tiers de la superficie de l'île, le grand massif du Sud constitue le témoin le plus vaste de la nappe des péridotites. L'ample développement des formes d'altération de type karstique de sa partie méridionale permet d'opposer cette région à sa partie centre et nord, occupée par le massif du Humboldt, et qui présente un relief montagnard caractéristique de dissection.

a. Le compartiment sud et les formes du « karst péridotitique » actif

Au sud d'une ligne Mont-Dore - Yaté, le relief des péridotites associe d'étroits chaînons rocheux d'altitude moyenne comprise entre 400 et 600 m, à des bassins intramontagnards ou ouverts vers le sud sur la mer. Ces bassins s'étagent jusqu'à 350 m et leur fond plat se raccorde aux chaînons qui les encadrent par des glacis colluviaux. Des croupes jonchées de blocs de cuirasse, des replats cuirassés et étagés prolongent également ces chaînons (fig. 1).

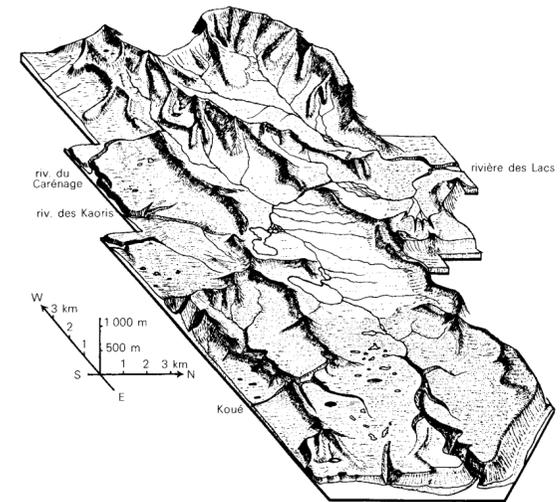


Figure 1 - LE BASSIN KARSTIQUE DE LA PLAINE DES LACS ET SES EXUTOIRES (d'après TRESCASES, 1975)

Si les axes du relief se calquent sur des directions tectoniques (TRES-CASES - 1975) les bassins et, plus généralement, le modelé des ultrabasites résultent d'une altération de type karstique en climat tropical humide. La dissolution chimique s'exerce aux dépens des silicates ferromagnésiens, principaux constituants de la roche et, en dépit de grandes quantités de résidus ferrugineux, elle est suffisamment active pour que des circulations d'eaux souterraines s'établissent le long des failles et des diaclases, au contact des formations superficielles meubles et des matériaux compacts, roche saine et cuirasse (TRES-CASES - 1975).

La formation de poches dans le substrat et d'effondrements dans le manteau d'altération conduit ainsi à l'apparition de dépressions comparables aux dolines des terrains calcaires. Toutefois, selon WIRTHMANN (1967, 1970) les conduits souterrains des ultrabasites sont bouchés à un stade de développement précoce et les dolines rendues étanches par suite de l'importance des résidus. Les similitudes de formes et de processus sont telles néanmoins que TRES-CASES évoque à juste titre un « karst péridotitique ».

Les bassins, dont la superficie peut atteindre 80 km² (Plaine des Lacs), résulteraient de la coalescence de dolines en poljés que drainent des cours d'eau aux pertes et aux résurgences fréquentes (fig. 2, A-B-C). Une évolution similaire conduisant à un paysage analogue a pu être observée ailleurs en milieu tropical (Cuba: Province de l'Oriente - Papouasie - Nouvelle-Guinée: Région de Lake Trist).

La poursuite de l'altération conduit au comblement des bassins par des dépôts fluvio-lacustres et au façonnement d'aplanissements localisés d'altitude variable. La modification des niveaux de base locaux provoque des réorganisations du drainage (captures).

Dans les bassins intérieurs, l'épaisseur des dépôts est de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres; elle atteint près de 80 m dans la Plaine des Lacs où les retenues d'eau naturelles parviennent à une extension kilomé-

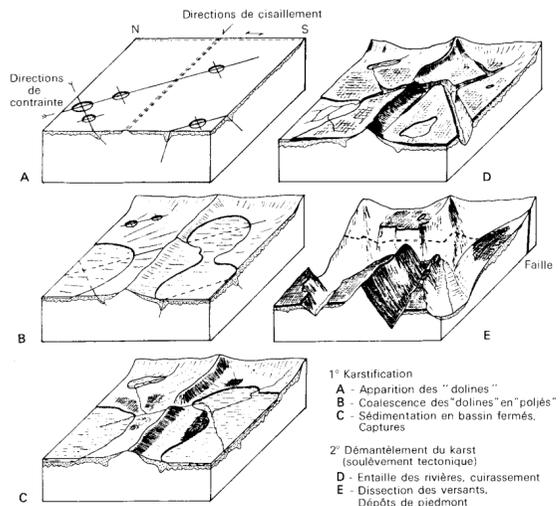


Figure 2 - ÉVOLUTION DU MODELÉ DES PÉRIDOTITES (d'après TRESCASES, 1975)

trique (lac en Huit, Grand Lac). Cette évolution - de durée géologique - est loin d'être achevée, dans la mesure où se maintiennent des conditions climatiques favorables à l'altération chimique, et un contexte tectonique stable.

WIRTHMANN voit dans les plateaux et les replats cuirassés, situés 100 à 250 m plus haut que ces bassins, des restes de modelés de même origine, témoins d'aplanissements anciens dont les plus élevés se trouvent dans la partie centrale du grand massif du Sud. TRES-CASES développe une explication concomitante à propos des restes de surfaces de la région sud, évoquant un démantèlement consécutif à un soulèvement tectonique de grande amplitude. Ce mouvement aurait entraîné une reprise de la morphogénèse, un enfoncement sur place du réseau hydrographique et une induration massive des dépôts fluvio-lacustres.

La topographie des bassins externes aurait évolué pour sa part de plaines à fond plat vers des glacis en pentes faibles au sein desquels la modification du drainage a entraîné un cuirassement progressif vers l'amont (fig. 2 D).

Les circulations souterraines et le soutirage des particules fines ont, par la suite, favorisé sur ces cuirasses le développement de nouvelles dolines alignées sur d'anciens réseaux de failles et de diaclases.

Les surfaces planes et les croupes convexes cuirassées qui surmontent ces deux types de plaines témoignent d'une surrection prolongée. Quelquefois dominées par des crêtes rocheuses résiduelles, ce sont de véritables reliefs d'inversion.

En dépit d'une élévation assez faible, ces anciens fonds de bassins disséqués par l'érosion présentent un système de versants à pentes fortes qui leur confère une allure montagnarde (fig. 2 E).

b. Le secteur du mont Humboldt

La partie centrale du grand massif du Sud va du fond de la baie de Boulari à l'extrémité nord-est de la baie de St-Vincent. Sa limite, au-delà des collines sédimentaires de la région de Bouloupari, coïncide avec la rive droite de la Thio jusqu'à la côte Est.

Il s'agit de l'ensemble montagnard le plus homogène et le plus continu de la Grande Terre, dont le paysage de lourdes crêtes continues ne se retrouve - dans une formation différente - qu'au nord-est, dans la dorsale du Panié, et dans certains massifs péridotitiques isolés de l'ouest (Mé Maoya, Kopéto-Boulinda). Un système de profondes vallées orthogonales donne à ces crêtes, dans le centre du massif, une orientation nord-ouest/sud-est, parallèle à l'axe de l'île, et aux grands accidents structuraux qui l'affectent. C'est le cas notamment de la crête prolongeant vers le nord-ouest le point culminant du mont Humboldt (1 618 m). Les altitudes dépassent fréquemment 1 000 m et les grandes vallées perpendiculaires aux côtes Est et Ouest isolent des serres puissantes sans parvenir à altérer la massivité de l'obstacle montagneux.

Des replats et des croupes représentent localement des restes de bassins intérieurs d'altération karstique dont le démantèlement complet a autorisé le façonnement de versants « multifacés » en pentes très fortes, caractérisés par la division successive en doubles dièdres des arêtes rocheuses principales. Ces versants sont particulièrement bien développés lorsque le creusement a été important. Au terme du creusement, se sont individualisés des pitons et des éperons rocheux résiduels qui correspondent souvent à des bancs de dunites dont l'équigranularité pourrait expliquer la résistance (ORLOFF - 1968; TRES-CASES - 1975).

Si les alvéoles « karstiques » sont nettoyées de leurs altérites au-dessus de 1 100 m, blocs de cuirasses et restes d'altérites peuvent subsister sur le pourtour des crêtes et sont à rattacher aux plateaux et replats supérieurs à cuirasse ferrugineuse intacte ou démantelée sur place. Les paliers d'altération inférieurs, fortement inclinés vers le fond des vallées, sont beaucoup plus étendus et mieux conservés que les hauts replats. Profils d'altération tronqués et matériaux remaniés - sables et graviers ferrugineux, altérites meubles, blocs de péridotites, de quartz et de cuirasse - y sont fréquents. Mais ces apports ne renseignent guère sur l'âge des replats qu'ils tapissent.

L'interprétation des replats inférieurs des massifs de la bordure occidentale est tout aussi malaisée. Ils pourraient correspondre aux restes d'un

niveau d'aplanissement fini-tertiaire, repérable en d'autres lieux de la côte Ouest. Au fond des vallées apparaissent des formes plus fraîches, vraisemblablement quaternaires pour la plupart. Nombre d'entre-elles peuvent se raccorder à la surface III définie par Trescases.

Ce niveau se caractérise essentiellement par l'abondance et la diversité des accumulations détritiques. Elles se présentent sous la forme de terrasses fluviales suspendues, constituées d'alluvions grossières très altérées, quelquefois réindurées par un ciment ferrugineux ou siliceux, (haute Ouinné, Kouakoué et branche est de la Dumbéa) et de remblais en cônes.

Il existe de multiples exemples de formes du même type et d'origine plus récente. Il semble que les processus qui les ont engendrés aient agi à plusieurs reprises au cours du Pléistocène puis de l'Holocène, guidés par des conditions climatiques plus contrastées que les conditions actuelles. C'est au Quaternaire ancien que paraît aussi remonter la mise en place de vastes glacis d'épandage établis en bordure sud-ouest du grand massif. Avec celles des piémonts des massifs de la côte Ouest, ce sont les surfaces d'accumulation « récentes » les mieux développées, et leur âge est probablement le même.

La description des formes du grand massif du Sud serait incomplète si l'on n'évoquait celles liées aux affleurements rares et peu étendus des autres roches associées, dans cette région, aux péridotites. Il s'agit pour l'essentiel de gabbros et de roches calco-alcalines mises en place postérieurement au charriage. Les roches cristallines acides, diorites et granodiorites, sont excavées par l'érosion linéaire agissant sur les horizons kaoliniques épais qui résultent de leur altération (alvéoles des massifs de Koum et de St-Louis). L'altération des gabbros, moins poussée, produit un modelé de collines molles, qui restent toutefois en contrebas des péridotites dont les aplanissements acquièrent, grâce à la formation des cuirasses ferrugineuses, une immunité responsable de nombreux reliefs d'inversion.

2. - L'apophyse orientale du massif du Sud et les massifs péridotitiques de la côte Ouest

Le long de la côte Est, de l'embouchure de la Thio au sud à Monéo au nord, des restes de la nappe des péridotites, dont l'extension maximum vers l'intérieur de l'île se localise entre les vallées de la Kouaoua et de la Koua, prolongent le massif du Sud.

Ils présentent un relief de plateaux étagés entre 200 à 300 m en bord de mer et 700 à 800 m dans la Chaîne centrale, dominés par quelques reliefs résiduels (mont Ménazi, 1 097 m).

L'étagement des niveaux d'altération, sans netteté, pourrait indiquer que l'influence de l'altération l'a emporté sur celle des variations du niveau de base. De rares lambeaux de cet emboîtement de surfaces, disséqués et inclinés vers le lagon est, se raccordent avec des replats intermédiaires entaillés dans les roches volcano-sédimentaires du bâti. Le modelé de ces plateaux continue d'évoluer selon les processus du karst péridotitique, favorisés par la nuance humide du climat tropical de la côte Est. Mais les formes de détail (dolines) n'altèrent guère l'uniformité d'ensemble des hautes surfaces limitées par des versants convexes.

Le long de la côte Ouest, les témoins de la nappe se suivent à partir de Bourail jusque dans l'archipel des Belep au nord. Ils constituent, dans la zone côtière et au contact de l'accident ouest-calédonien, une série de massifs isolés, bien individualisés (Mé Maoya, Kopéto-Boulinda, Koniambo, Ouazangou-Taom, Kaala, Tiébaghi) dont l'altitude s'abaisse progressivement vers le nord depuis le Mé Maoya (1 508 m), mais dépasse encore 1 000 m au Kaala. Jusque dans ce dernier massif, la vigueur de leurs versants « multifacés », qui prennent sur le pourtour le caractère de véritables escarpements, l'ampleur des dénivellations entre leurs sommets et les plaines de niveau de base qu'ils dominent, accusent le caractère montagnard de leur relief. Les sommets sont plus lourds, la dissection moins poussée que dans la partie centrale du massif du Sud, sauf dans le Kopéto-Boulinda. Le versant qui fait face à la Chaîne centrale est souvent abrupt et rectiligne (Koniambo, Ouazangou-Taom, Kaala) alors que celui qui se tourne vers la côte, en dépit d'un commandement supérieur, est échancré par les cours d'eau et entrecoupé de replats inclinés vers la mer.

Les sommets portent des restes de surfaces dont les plus élevées sont dépourvues de cuirasses et dominées par des reliefs résiduels. La figure 3 montre ces lambeaux de niveaux supérieurs dans le Kaala, où ils se situent vers 900 m. La poursuite de l'évolution karstique, plus poussée dans la partie supérieure des massifs, s'oppose à la bonne conservation des formes d'aplanissement. Celle-ci est meilleure dans les niveaux inférieurs. LATHAM (1977) constate cependant sur ces massifs une concordance latérale des faciès de cuirasses aux différents niveaux.

Les replats inférieurs se confondent parfois avec de vastes glacis d'accumulation faiblement inclinés, couverts d'épandages issus des surfaces supérieures, et incorporant aussi des matériaux de la Chaîne centrale. Certains glacis développés plus en aval en avant des massifs et sur un matériel différent (presqu'île de Muéo et Népoui) paraissent se raccorder avec les précédents. Des restes isolés attestent dans tous les cas une large extension des niveaux inférieurs des massifs, et des collines de roches ultrabasiques parsèment la plaine littorale qu'elles dominent de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres. La plupart d'entre elles sont constituées de serpentinites ou de roches formant la base de la nappe ophiolitique. Très érodées, certaines d'entre elles conservent néanmoins une mince couverture de sol ferrallitique résiduel.

Au nord du Kaala, les témoins péridotitiques voient leur importance s'atténuer et leur altitude décroître progressivement (de moins de 600 m dans le massif de Tiébaghi à 157 m dans l'île Pott).

Ils prennent l'allure de dômes isolés, reliefs d'inversion dont les sommets sont des restes de surfaces d'aplanissement que l'aspect et la nature de leurs cuirasses apparentent à des restes de niveaux supérieurs. Tandis que l'abaissement d'axe vers le nord-ouest témoigne de l'inégalité de la surrection d'ensemble postérieure à la mise en place de la nappe, l'inclinaison des fragments de surface vers le sud-ouest, observée sur les autres massifs de la côte Ouest, traduit les étapes du bombement de la zone axiale de l'île. L'un de ces fragments (Tiébaghi), qui a pu être mis en relation avec les éléments rocheux et les cuirasses ferrugineuses inter-

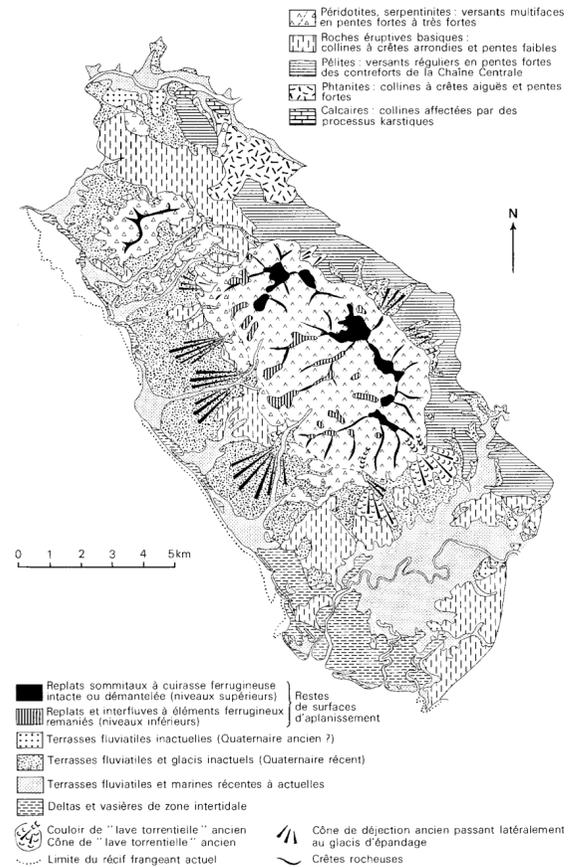


Figure 3 - LE MASSIF DU KAALA ET SON ENVIRONNEMENT GÉOMORPHOLOGIQUE

stratifiées dans les calcaires du Miocène inférieur de la presqu'île de Népoui, est considéré comme le plus vieux témoin de l'évolution géomorphologique des massifs péridotitiques (ROUTHIER - 1953; LATHAM - 1974).

Sur ces gradins, l'évolution « karstique » se poursuit dans les conditions climatiques actuelles moins favorables que celles de la côte Est. Elle est attestée dans l'île Art (Belep), par la présence de nombreuses dépressions fermées de diamètre compris entre 50 et 200 m, traduisant la continuité de l'altération en profondeur.

3. - Le littoral des massifs de roches ultrabasiques

Longuement étudiés par DAVIS (1925), les rivages de la Grande Terre doivent une grande part de leur originalité à la présence des roches ultrabasiques. Dans la portion sud-ouest de l'île, les terminaisons des restes de surfaces d'aplanissement des péridotites dominent des falaises verticales de quelques mètres de hauteur et un récif frangeant de coraux morts. Dans les rentrants s'ouvrent de petites anses au fond desquelles s'accumulent des éléments terrigènes. Au nord-est de l'île Ouen, la baie du Prony constitue, pour DAVIS, « le type parfait d'un golfe formé par la submersion partielle et récente d'un système de vallées ayant atteint la maturité ».

Vers l'est apparaissent des falaises d'une centaine de mètres de hauteur, d'inclinaison comprise entre 50 et 60°, tronquées à leur base par de petites falaises verticales plus récentes. Ces dernières atteignent près de 40 mètres à l'extrémité nord de la zone bordant le canal de la Havannah, largement ouvert à l'océan.

Hormis les échancrures des rias de Port-Boisé et de la rivière Koué, l'aspect très rectiligne de l'extrémité de la Grande Terre suggère l'effondrement de la zone située dans son prolongement. Les falaises inclinées des massifs de roches ultrabasiques se prolongent sur la côte Est où leur commandement varie entre 300 et 400 mètres. Entre Goro et Unia, elles surplombent la plaine littorale résultant de l'exondation d'un ancien récif frangeant dont l'altitude ne dépasse pas 10 mètres. Les grandes falaises - fréquemment indentées vers le haut par de petites vallées suspendues - se prolongent au nord d'Unia où leur continuité ne s'interrompt qu'à la hauteur des rentrants correspondant aux embouchures des cours d'eau.

Dans les portions de côte élevée, les petites falaises verticales, particulièrement bien développées dans les secteurs au vent, se raccordent au récif frangeant par un talus d'éboulis dont l'alimentation paraît actuellement limitée à la période des cyclones. Des versants en pente douce dominent les baies de Ouinné, Kouakoué et Port-Bouquet. Les abords de ces dernières, ainsi que la plupart des fonds de vallées de la région sont marqués par d'étroites plaines alluviales récemment édifiées et de minuscules deltas.

A l'extrémité nord des massifs de péridotites, de grandes rias apparaissent, formant sur le littoral des échancrures de 5 à 15 kilomètres. Mis à part de courts tronçons de direction est-ouest, l'orientation de leurs rivières,

(1968) dénombre quinze terrasses en encoches, dont neuf d'extension à peu près générale, entre 90 et 1,5 mètres. Lifou et Ouvéa n'en comptent que six, en faisant abstraction des niveaux correspondant au sommet de la couronne récifale et au platier en cours de formation.

On a cherché à estimer l'ampleur de la surrection par des datations de coraux. Celles effectuées sur des échantillons prélevés à Maré (BERNAT et al. - 1976) impliquent une surrection d'une dizaine de mètres depuis moins de 100 000 ans.

Le modelé karstique de ces domaines en quasi-totalité calcaires est extrêmement diversifié. A proximité du littoral, l'étagement des formes de corrosion est celui des littoraux tropicaux dans ce type de matériel. Aux vasques de dissolution et aux lapieés des premières terrasses littorales, succèdent les alvéoles façonnés par les embruns.

En retrait du rivage, l'érosion de la couronne récifale et du lagon anciens se poursuit sous l'action des eaux météoriques chargées en acide carbonique.

En surface prédominant des formes de karstification en lapieés demi-nus dont n'émergent que les crêtes, le fond des cavités étant rempli de terre meuble.

Les formes majeures se développent aussi bien sur le rebord périphérique que dans la dépression centrale. Il s'agit d'avens ou de puits karstiques résultant de l'affaissement d'une voûte, développés tant à proximité des restes de couronne récifale (Trou Avion près de la baie de Wé à Lifou) que dans l'ancien lagon (puits de Boné, au nord-ouest du plateau central de Maré). Ce dernier, décrit par KOCH (1958) dépasse 50 m de profondeur. Si la dissolution contribue encore à l'élargissement de ces formes, il est probable que leur façonnement a pris place pour l'essentiel lors d'une phase de régression glaciaire pléistocène ou, à tout le moins, de niveau marin inférieur au niveau actuel. Les excavations circulaires de l'isthme central d'Ouvéa en témoignent. Délimitées par des bords verticaux, ces formes mesurent également plusieurs dizaines de mètres de profondeur, alors que la nappe est proche de la surface.

Le modelé karstique en lapieés et dolines est enfin masqué en partie par des formations bauxitiques superficielles qui s'étendent jusque sur les terrasses littorales exhaussées. C'est dans le lagon qu'elles sont les mieux développées tout en présentant une épaisseur variable, fonction des irrégularités du substrat. Classées en sols ferrallitiques allitiques humifères par LATHAM (planche 14), ces formations paraissent dériver pour une part de matériaux allochtones, ponces volcaniques émises durant tout le Quaternaire par les volcans de la partie sud-ouest du Pacifique et flottées jusque dans les lagons des atolls loyaltiens encore actifs. Ainsi se résoudrait l'incompatibilité entre l'épaisseur des produits d'altération et le bilan de la décarbonatation (TERCIER - 1971).

Ce phénomène paraît s'être prolongé jusqu'à l'époque actuelle comme en témoignent les accumulations de ponces visibles sur la plupart des plages orientées aux vents dominants, et qui seraient ainsi l'un des éléments constitutifs potentiels d'une génération future de sols bauxitiques.

E. - Conclusion : l'influence des actions anthropiques

Aux modelés hérités des systèmes morphoclimatiques qui se sont succédés sur la Grande Terre sont venues s'ajouter, sans doute à une date assez tardive pour autant que les connaissances actuelles permettent de l'affirmer (planche 16), les influences anthropiques. Longtemps discrète, l'action de l'homme s'est amplifiée depuis un siècle et ses conséquences sont aujourd'hui partout visibles.

Parmi les formes d'érosion superficielles récentes, certaines pourraient être attribuées à des actions humaines en raison de l'analogie qu'elles révèlent avec des formes présentes dans d'autres parties du domaine intertropical, et dont l'origine anthropique est prouvée.

Il s'agit des excavations lobées en feuilles de chêne des terrains ultrabasiqes, à parois subverticales, au fond desquelles se sont effondrés - parfois 30 à 40 m plus bas - des pans d'altérites et de blocs ferrugineux. Elles évoquent incontestablement les formes de ravinement des altérites des hautes terres malgaches (lavakas), dans des situations toutefois plus variées. Ces « lavakas » mordent en effet aussi bien dans les bordures de plateaux ou de croupes des surfaces supérieures et inférieures des massifs septentrionaux de la côte Ouest que dans les glacis colluviaux pléistocènes qui raccordent les versants rocheux aux plaines d'accumulations fluviolacustres du grand massif du Sud. Ce type de ravinement affecte des pentes de valeur élevée. A l'échelle humaine, il semble qu'il n'évolue pas de manière perceptible, contrairement à certains des lavakas de Madagascar.

L'éloignement de ces formes d'érosion par rapport aux sites d'habitat passés et actuels ne plaide guère en faveur d'une origine anthropique, en dépit de l'influence probable de certains feux de brousse qui ont pu, localement, réactiver ou accroître l'effet érosif. Il paraît plus sage d'y voir, faute de preuves, l'héritage d'un climat plus agressif que l'actuel (Pléistocène ?).

Il est certain, en revanche, que l'occupation humaine a provoqué une accélération générale de l'érosion, d'abord par la pratique prolongée des brûlis de culture, puis de la régénération des pâturages par le feu depuis l'intervention européenne.

La savane à Niaoulis (*Melaleuca quinquenervia*) s'est substituée à la forêt primitive ainsi détruite. Le pouvoir de rétention des sols s'en est trouvé diminué et le ruissellement superficiel accru d'autant. Une érosion linéaire généralement intense, le décapage général sur les fortes pentes déboisées des formations superficielles en résultent sur la Grande Terre. Il en est de même aux îles Loyauté où, en dépit de l'absence d'écoulement organisé, apparaissent, dans certaines parties des lagons surélevés, des savanes où la dégradation des sols peut être attribuée à l'action de l'homme (plaines de Ouanaham à Lifou, des Quatre Chemins à Maré).

L'élevage des bovins, pratiqué notamment dans les savanes de l'ouest de la Grande Terre depuis plus d'un siècle, a, pour sa part, multiplié dans les terrains de parcours des microformes connues sous le nom de « pieds de vaches ». Ces petites banquettes, larges de quelques décimètres, soulignent les courbes de niveau le long des versants, parfois de manière très continue. Séparées par des talus à pente plus accentuée que la pente générale, elles ne peuvent résulter ici que du piétinement du bétail

se déplaçant à l'horizontale. Sous d'autres climats elles sont aussi, il convient de le rappeler, une microforme naturelle, caractéristique du régime périglaciaire. La dénudation progressive des banquettes ouvre la voie à un ravinement qui débute par la fusion des gradins de proche en proche.

Ces formes s'observent particulièrement sur les flancs des collines de roches éruptives basiques des régions de Témala (ILTIS - 1979) et de Poya. Localement, en certains points de la zone côtière comprise entre Nouméa et la baie de Saint-Vincent, c'est au piétinement et à la destruction de la végétation par les chèvres qu'est due, sur les versants des collines du flysch éocène, une érosion superficielle active.

Enfin, depuis un peu plus d'un siècle mais de manière accélérée à partir des années cinquante, l'activité minière a profondément bouleversé les parties hautes des massifs de roches ultrabasiqes de la Grande Terre, et modifié le régime de l'écoulement dans de nombreux bassins versants. Depuis trente ans, l'intensification et la mécanisation généralisée de l'extraction se sont en effet traduites par le décapage en grand des altérites ferrallitiques à basse teneur, qui restent inutilisées, pour accéder aux concentrations de minerai oxydé formées à la base du profil d'altération des péridotites (planche 42). Les stériles de recouvrement ont longtemps fait l'objet de déversements incontrôlés dans les vallées voisines des centres d'extraction.

La figure 4 illustre les nuisances engendrées par la mine du mont Graunda, au cœur du massif de Kopéto-Bouinda. Situé sur des restes d'aplanissements des niveaux inférieurs, cette mine fut très active au cours du récent « boom ». Les déblais superficiels ont été déversés directement à la périphérie de l'exploitation. La fraction grossière s'est généralement déposée dans la partie amont des ravins, mais l'érosion linéaire affecte l'ensemble des décharges, entraînant les terres fines vers l'aval. L'ouverture de pistes de prospection éphémères et de pistes de roulage a désorganisé l'évacuation des eaux de ruissellement et facilité, elle aussi, le ravinement. Sur le flanc méridional, des coulées de déblais, reliées dans le fond de la vallée de la Ouha à d'imposants cônes de déjection, sont le résultat des mouvements de masse d'un matériel dominé par des produits fins gorgés d'eau. L'un de ces cônes a presque entièrement bouché le fond de la vallée, avant d'être réentailé et contourné. L'empatement a été tel qu'une retenue d'eau s'est formée en arrière. Plus en aval, le lit est encombré d'épais dépôts de même provenance qui ont fini par diviser et freiner l'écoulement. Sur le flanc nord, le cours de la Népoui présente la même physionomie liée aux apports de plusieurs mines. A l'embouchure de cette rivière, l'accroissement de la sédimentation s'est traduit, en quelques années, par une progression du delta d'environ 500 mètres.

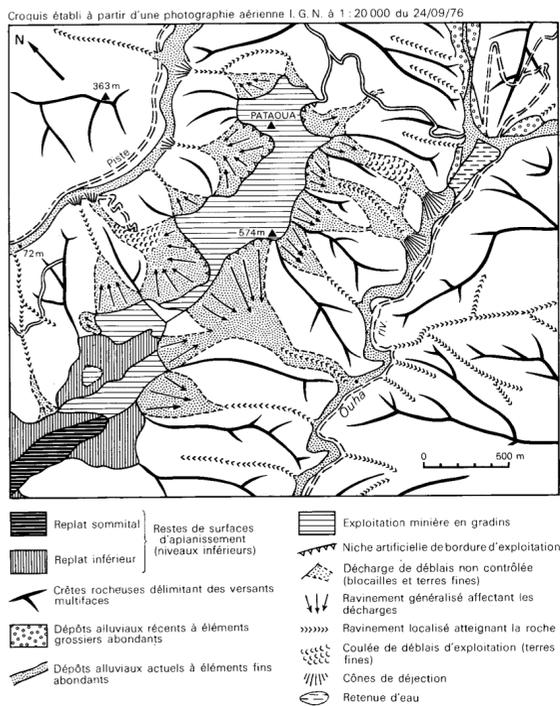


Figure 4 - LES "STIGMATES" DE L'EXPLOITATION MINIÈRE DU MONT GRAUNDA (MASSIF DE KOPÉTO-BOULINDA)

Nombreux sont les centres d'extraction du nickel dont l'activité récente a été amplifiée, dans des conditions identiques, les contraintes morphodynamiques qui pèsent sur des biotopes dont l'équilibre, en l'absence d'intervention minière, était déjà fragile.

Depuis le milieu des années soixante-dix, obligation est faite aux exploitants de mettre en place, parallèlement à l'extraction, des ouvrages de génie civil (aires de compactage, barrages) destinés à stabiliser les décharges et à freiner l'entraînement des produits fins.

J. ILTIS
ORSTOM

Orientation bibliographique

AVIAS (J.) - 1953. Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique des formations antécétacées de la Nouvelle-Calédonie centrale. Thèse Fac. Sc. Nancy. Sciences de la Terre. n° 1 et 2, 276 p.

BALTZER (F.) - 1970. Etude sédimentologique du marais de Mara (côte Ouest de la Nouvelle-Calédonie) et de formations quaternaires voisines. Fondation Singer-Polignac. Vol. IV. Paris, pp. 1-146.

BOURROUILH (F.) - 1977. Géomorphologie de quelques atolls dits « soulevés » du Pacifique W et SW ; origine et évolution des formes récifales actuelles. *Mémoires BRGM*. n° 89. Paris, pp. 419-439.

CHEVALIER (J.-P.) - 1968. Géomorphologie de l'île de Maré. Fondation Singer-Polignac. Vol. III. Paris, pp. 1-50.

COUDRAY (J.) - 1976. Recherches sur le Néogène et le Quaternaire marins de la Nouvelle-Calédonie. Contribution de l'étude sédimentologique à la connaissance de l'histoire géologique post-éocène. Fondation Singer-Polignac. Vol. VIII. Paris. 275 p.

DAVIS (W. M.) - 1925. Les côtes et les récifs de la Nouvelle-Calédonie. *Ann. Géogr.* Tome XXXIV. Paris, pp. 244-269, 332-359, 423-441, 521-558.

DUBOIS (J.), LAUNAY (J.), RECY (J.) - 1973. Les mouvements verticaux en Nouvelle-Calédonie et aux îles Loyauté et l'interprétation de certains d'entre eux dans l'optique de la tectonique des plaques. *Cah. ORSTOM. sér. Géol.* Vol. V. n° 1, pp. 3-24.

GONORD (H.) - 1977. Recherches sur la géologie de la Nouvelle-Calédonie, sa place dans l'ensemble structural du Pacifique sud-ouest. Thèse Univ. Sc. et Techn. du Languedoc. Montpellier, 310 p. multigr.

GUILCHER (A.) - 1965. Grand Récif Sud. Récifs et Lagon de Touho. Fondation Singer-Polignac. Vol. I. Paris, pp. 135-240.

ILTIS (J.) - 1979. Activité pastorale et dégradation : la région de Témala (Nouvelle-Calédonie). *Photo Interprétation*. n° 79-3 (numéro spécial Pacifique), pp. 17-26.

LAJOINIE (J.-P.), VOGT (J.) - 1978. Quelques aspects du cadre structural et de la géométrie de formations d'altération des péridotites en Nouvelle-Calédonie. *Bull. BRGM (2^e série)*. Section 2. n° 3, pp. 185-190.

LATHAM (M.) - 1975. Géomorphologie d'un massif de roches ultrabasiqes de la côte Ouest de la Nouvelle-Calédonie : le Bouinda. *Cah. ORSTOM. sér. Géol.* Vol. VII. n° 1, pp. 17-37.

ORLOFF (O.) - 1968. Etude géologique et géomorphologique des massifs d'ultrabasiqes compris entre Houaïlou et Canala. Thèse Fac. Sc. Montpellier, 189 p. multigr.

PARIS (J.-P.) - 1981. Géologie de la Nouvelle-Calédonie. Un essai de synthèse. *Mémoire BRGM*, n° 113.

ROUTHIER (P.) - 1953. Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama. Thèse, Mém. Soc. Géol. Fr. Tome 32. n° 67. Fasc. 1-3. Paris, 271 p.

TERCIER (G.) - 1971. Contribution à la connaissance des phénomènes de bauxitisation et d'allitisation. Les sols des karsts d'atolls surélevés du sud-ouest du Pacifique. *Cah. ORSTOM. sér. Pédol.* Vol. IX. n° 3, pp. 307-331.

TRESCASES (J.-J.) - 1975. L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiqes en zone tropicale. Formation des gisements nickéli-fères de Nouvelle-Calédonie. Thèse. *mémoire ORSTOM*, n° 78. Paris, 259 p.

WIRTHMANN (A.) - 1967. Die Reliefentwicklung von Neukaledonien. *In* Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen. Deutscher Geographentag. Bochum, pp. 323-335.

WIRTHMANN (A.) - 1970. Zur Geomorphologie der Peridotite auf Neukaledonien. *Tübingen Geographische Studien*. n° 34. Tübingen, pp. 191-201.

GEOMORPHOLOGY

In the main island of the New Caledonian archipelago, the relief has been developing since the early Tertiary according to a nappe of ultrabasiqes overthrust on volcanic sedimentary series which began to appear before the Permian.

To the East, the Loyalty Islands are a coral archipelago with a relief of uplifted atolls.

I. - The general conditions of the relief evolution

The recent morphological evolution going along the structures set up during the geological history was influenced by the tectonics which was very active in the Tertiary and consisted mainly of vertical movements. During the periods of stability, planations were formed whose relicts are arranged on both sides of the central massifs following a wide swell.

II. - The morphological regions

A deeply dissected mountain relief and planations resulting from an erosion whose processes and results look like the karstic one characterize the most extended relicts of the peridotitic nappe.

The central part of the autochthonous series is a complex geological unit. It offers a combination of structural forms and dissected forms whose aspect is often mountainous.

The western block is depressed below the central chain of mountains. It is characterized by an alternation of hill relief whose organization can reveal the structural origin, and quaternary forms of accumulation set up below the reliefs.

The unequal uplift of the atolls in the Loyalty Islands accounts for the presence of forms from one island to the other. The diversified karstic relief combines minor forms with major forms (Avens). The latter were worked according to a sea level lower than the current level.

The role played by the morpho-climatic processes has been increased with the role played by man. The consequences of the mining exploitation are spectacular.

KEY

DISSECTED PLANATION SURFACES

Planation forms of the ultrabasic massifs submitted to solution processes of the « peridotitic karst »

- Upper plateaus and flat levels in high position, topped with complete or dissected ferricrete, or showing mother rock.*
- Upper plateaus and flat levels in low position, topped with complete ferricrete or ferricrete dissected in situ. Cases of the great southern massif and the Isle of Pines.*
- Lower flat levels and interfluvies topped with ferruginous gravels which may have been drifted and eventually incorporated into a new cuirass.*

Planation forms and dissected forms of structural origin in the volcanic sedimentary series and metamorphic rocks of the central chain and the Panié massif.

- Plateaus, flat levels and interfluvies.*

LANDFORMS RESULTING FROM VERTICAL AND HORIZONTAL EROSION PROCESSES

Mountain reliefs

- Composite slopes, with very steep profiles, partly resulting from the solution processes of the « peridotitic karst ».*
- Forms resulting from erosion in the basic and acid igneous rocks associated with ultrabasic rocks : depressions of various size and depth.*
- Graded slopes with very steep profiles in the metamorphic rocks of the Panié massif.*
- Graded slopes with steep profiles in the volcanic-sedimentary, metamorphic and serpentine rocks of the central Chain.*

Hill reliefs

- in deeply weathered rocks, dissected by a very dense drainage system*
- Smooth hills in basic igneous rocks.*
- Hills with rounded crests and steep slopes in schist rocks.*

in rocks where deeply weathered parts and hard undissected layers coexist

- Hills with sharp crests and steep slopes in siliceous sedimentary rocks with resistant layers (phanites).*
- Hills with sharp crests and steep slopes in volcanic and sedimentary rocks with sandstones, limestones, and rhyolite layers, associated with lower hills in schists and sandstones.*

Karst landforms

- Steep-walled limestone residual stumps*

LANDFORMS RESULTING FROM DEPOSITION PROCESSES

- Alluvial tidal flats : rivers estuaries, coastal mud-flats.*
- Recent to contemporary alluvial terraces and piedmont glacis.*
- Older alluvial terraces. Cones and piedmont glacis (mainly from Pleistocene).*
- Basins with colluvium, streams and lacustrine deposits topped with a cuirass where solution processes of the « peridotitic karst » are active.*

UNTYPICAL LANDFORMS

- Crests and rocky ranges.*
- Accident related to tectonic activity or a geological contrast, being clearly marked in the topography.*

ATOLLS AND CORAL REEFS

forms of the rock core

- Outcrops of basalt rock (Mare)*
- forms in limestone emerged parts submitted to karst solution processes*
- Coral ring of an uplifted atoll*
- Isolated uplifted reef*
- Lagoon floor (reef flat) of an uplifted atoll*
- Lagoon floor (reef flat) of an uplifted atoll with superficial bauxitic soils*
- Uplifted fringing reef*
- parts of coral reefs and atolls still into the process of construction*
- Coral ring an atoll*
- Coral patch, cay*
- Barrier reef*
- Fringing reef*
- Subcoastal marsh (Ouvea)*



SURFACES DISSÉQUÉES
FORMES D'APLANISSEMENT DES MASSIFS DE ROCHES ULTRABASIQUES SOUMISES À DES PROCESSUS DE DISSOLUTION PAR "KARST PÉRIDOTITIQUE"

- 1 Plateaux et replats supérieurs en position haute, à cuirasse ferrugineuse intacte, démantelée sur place ou à roche affleurante
- 2 Plateaux et replats supérieurs en position basse, à cuirasse ferrugineuse intacte ou démantelée sur place (cas d'espèces du Grand Massif du Sud et de l'île des Pins)
- 3 Replats et interfluviaux inférieurs à éléments ferrugineux remaniés et éventuellement réindurés

FORMES D'APLANISSEMENT ET FORMES STRUCTURALES DÉGRADÉES DES TERRAINS VOLCANO-SÉDIMENTAIRES ET MÉTAMORPHIQUES DE LA CHAÎNE CENTRALE ET DU MASSIF DU PANIÉ

- 4 Plateaux, replats et interfluviaux

FORMES ISSUES DE PROCESSUS DE CREUSEMENT ET D'ABLATION MODELÉS MONTAGNEUX

- 5 Versants "multifaces" en pentes très fortes, partiellement issus de processus de dissolution par "karst péridotitique"
- 6 Modelés en creux des roches éruptives basiques et acides associées aux roches ultrabasiqes : alvéoles et cuvettes d'érosion différentielle
- 7 Versants réguliers en pentes très fortes des terrains métamorphiques du Massif du Panié
- 8 Versants réguliers en pentes fortes des terrains volcano-sédimentaires, métamorphiques et serpentiniteux de la Chaîne Centrale

MODELÉS COLLINAIRES DE ROCHES PROFONDÉMENT ALTÉRÉES ET ENTAILLÉES PAR UN RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE TRÈS DENSE

- 9 Collines faiblement ondulées issues de roches éruptives basiques
- 10 Collines à crêtes arrondies et pentes fortes issues de roches schisteuses

DE ROCHES PROFONDÉMENT ALTÉRÉES ALTERNANT AVEC DES BANCs RÉSISTANTS PEU ENTAILLÉS

- 11 Collines à crêtes aiguës et pentes fortes issues de roches sédimentaires siliceuses à bancs de phanites
- 12 Collines à crêtes aiguës et pentes fortes issues de roches volcano-sédimentaires à bancs de grès, de calcaires et de rhyolites, associées à des collines basses schisteuses et gréseuses

MODELÉS KARSTIQUES

- 13 Chicots de roches calcaires

FORMES ISSUES DE PROCESSUS D'ACCUMULATION

- 14 Zones alluvionnaires intertidales : embouchures de rivières, vasières littorales
- 15 Terrasses alluviales et glacis de piémonts récents à actuels
- 16 Terrasses alluviales, cônes et glacis de piémonts anciens (Pléistocène pour l'essentiel)
- 17 Bassins à dépôts colluviaux et fluvio-lacustres cuirassés et soumis à des processus de dissolution par "karst péridotitique"

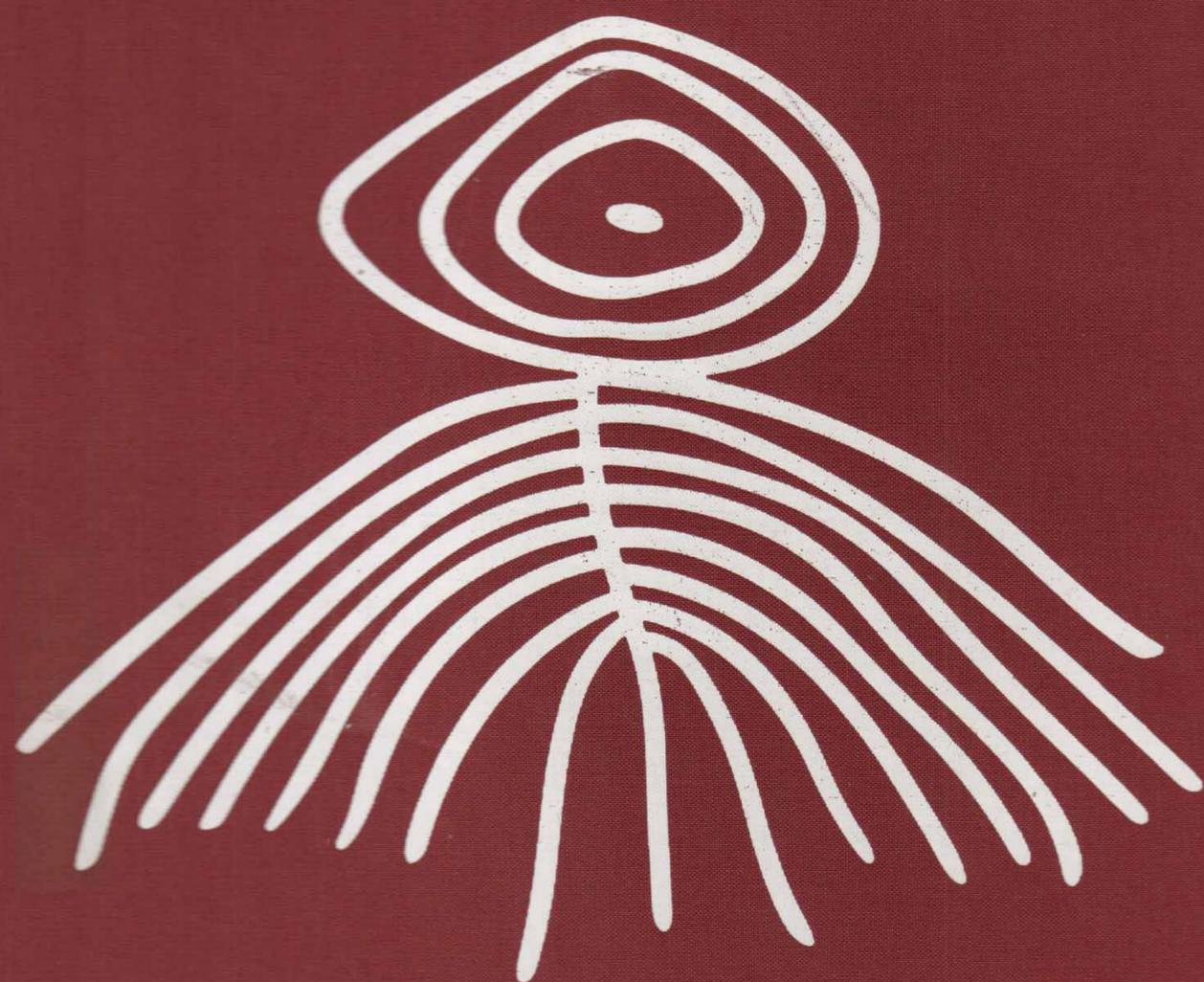
FORMES ATYPIQUES

- 18 Crêtes et chaînons rocheux
- 19 Accident topographique d'origine lithologique ou tectonique

Escarpement franc
 Talus à dénivellation modérée
 Vallée de ligne de faille

- ATOLLS ET RÉCIFS CORALLIENS**
FORMES DU SUBSTRAT
- 20 Croupes de roche basaltique affleurante (Maré)
- FORMES FIXÉES SOUMISES À DES PROCESSUS KARSTIQUES**
- 21 Couronne récifale d'atoll surélevé, récif surélevé isolé
 - 22 Plate-forme de lagon d'atoll surélevé
 - 23 Plate-forme de lagon d'atoll surélevé, masquée par des formations superficielles bauxitiques
 - 24 Récif frangeant surélevé
- FORMES EN COURS D'ÉDIFICATION**
- 25 Couronne récifale d'atoll
 - 26 Banc corallien, récif à cayes
 - 27 Récif-barrière, double barrière
 - 28 Récif frangeant
 - 29 Dépression marécageuse subcôtière (Ouvéa)

ÉCHELLE 1: 1 000 000
 0 50 100 Km



ATLAS
de la
nouvelle
CALEDONIE
et
dépendances



© *ORSTOM* - 1981 - *RÉIMPRESSION 1983*

ISBN 2-7099-0601-5

Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer

Direction générale : 24, rue Bayard, 75008 Paris - France

Service des Editions : 70-74, route d'Aulnay, 93140 Bondy - France

Centre de Nouméa : Boite Postale n° A 5, Nouméa Cédex - Nouvelle-Calédonie

rédaction de l'atlas

Direction scientifique

Alain HUETZ de LEMPS
Professeur de Géographie à l'Université de Bordeaux III

Michel LEGAND
Inspecteur Général de Recherches
Délégué Général de l'ORSTOM pour le Pacifique Sud

Gilles SAUTTER
Membre du Comité Technique de l'ORSTOM
Professeur de Géographie à l'Université de Paris I

Jean SEVERAC
Directeur Général adjoint honoraire de l'ORSTOM

Coordination générale

Gilles SAUTTER
Membre du Comité Technique de l'ORSTOM
Professeur de Géographie à l'Université de Paris I

Conseil scientifique permanent Conception - Réalisation

Benoît ANTHEAUME Géographe, ORSTOM
Jean COMBROUX Ingénieur cartographe, ORSTOM
Jean-Paul DUBOIS Géographe, ORSTOM
Jean-François DUPON Géographe, ORSTOM
Danielle LAIDET Cartographe-géographe, ORSTOM

Secrétariat scientifique

Jean-Paul DUCHEMIN Géographe, ORSTOM
André FRANQUEVILLE Géographe, ORSTOM

Auteurs

ANTHEAUME Benoît Géographe, ORSTOM
BAUDUIN Daniel Hydrologue, ORSTOM
BENSA Alban Ethnologue, Université de Paris V-CNRS
BEUSTES Pierre Service Topographique
BONNEMAISON Joël Géographe, ORSTOM
BOURRET Dominique Botaniste, ORSTOM
BRUEL Roland Vice-Recteur de Nouvelle-Calédonie
BRUNEL Jean-Pierre Hydrologue, ORSTOM
CHARPIN Max Médecin Général
DANDONNEAU Yves Océanographe, ORSTOM
DANIEL Jacques Géologue, ORSTOM
DEBENAY Jean-Pierre Professeur agrégé du second degré
DONGUY Jean-René Océanographe, ORSTOM

DOUMENGE Jean-Pierre Géographe, CEGET-CNRS
DUBOIS Jean-Paul Géographe, ORSTOM
DUGAS François Géologue, ORSTOM
DUPON Jean-François Géographe, ORSTOM
DUPONT Jacques Géologue, ORSTOM
FAGES Jean Géographe, ORSTOM
FARRUGIA Roland Médecin en chef
FAURE Jean-Luc Université Bordeaux III
FOURMANOIR Pierre Océanographe, ORSTOM
FRIMIGACCI Daniel Archéologue, ORSTOM-CNRS
GUIART Jean Ethnologue, Musée de l'Homme
HENIN Christian Océanographe, ORSTOM
ILTIS Jacques Géomorphologue, ORSTOM
ITIER Françoise Géographe, Université Bordeaux III

JAFFRE Tanguy Botaniste, ORSTOM
JEGAT Jean-Pierre Service des Mines
KOHLER Jean-Marie Sociologue, ORSTOM
LAPOUILLE André Géophysicien, ORSTOM
LATHAM Marc Pédologue, ORSTOM
LE GONIDEC Georges Médecin en chef
MAC KEE Hugh S. Botaniste, CNRS
MAGNIER Yves Océanographe, ORSTOM
MAITRE Jean-Pierre Archéologue, ORSTOM-CNRS
MISSEGUE François Géophysicien, ORSTOM
MORAT Philippe Botaniste, ORSTOM
PARIS Jean-Pierre Géologue, BRGM
PISIER Georges Société d'Etudes Historiques de Nouvelle-Calédonie

RECY Jacques Géologue, ORSTOM
RIVIERRE Jean-Claude Linguiste, CNRS
ROUGERIE Francis Océanographe, ORSTOM
ROUX Jean-Claude Géographe, ORSTOM
SAUSSOL Alain Géographe, Université Paul Valéry - Montpellier
SOMNY Jean-Marie Service de Législation et des Etudes
TALON Bernard Service des Mines
VEILLON Jean-Marie Botaniste, ORSTOM
ZELDINE Georges Médecin en chef

EQUIPE GEOLOGIE-GEOPHYSIQUE ORSTOM
SERVICE HYDROLOGIQUE ORSTOM
SERVICE METEOROLOGIQUE Nouvelle-Calédonie

Réalisation technique

Cartes

ARQUIER Michel
DANARD Michel
DAUTELOUP Jean
GOULIN Daniel
HARDY Bernard
LAMOLERE Philippe
LE CORRE Marika
LE ROUGET Georges
MEUNIER François
PELLETIER Françoise
PENVERN Yves
RIBERE Philippe
ROUSSEAU Marie-Christine
SALADIN Odette
SEGUIN Lucien

Jean COMBROUX
Chef du Service Cartographique de l'ORSTOM

Danielle LAIDET
Cartographe-géographe, ORSTOM

Commentaires

DUPON Jean-François
RUINEAU Bernard

DAYDE Colette
DESARD Yolande
DEYBER Mireille
DUGNAS Edwina
FORREST Judith
HEBERT Josette